

GÉOSYNCLINAUX
TABLES

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME III

N° 7 et dernier

P. 629-728

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1961

OCTOBRE 1962

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisation 1962 : 35 NF. Étranger : 40 NF.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Propos sur les géosynclinaux

par Jean AUBOUIN*.

Sommaire.

	Pages		Pages
INTRODUCTION.....	629	stade terminal. — Le cas des Alpes orientales = les mouvements longitudinaux.	648
PREMIÈRE PARTIE : Examen préliminaire de la notion de géosynclinal.....	631	B) La période tardigéosynclinal.....	656
I. Rappel historique.....	631	C) La période postgéosynclinal.....	658
II. Quelques caractères des géosynclinaux..	631	Conclusion	659
A) L'épaisseur des sédiments géosynclinaux.	631	TROISIÈME PARTIE : Extension de la notion de géosynclinal au sens alpin dans l'espace et le temps.....	661
B) Le faciès des sédiments géosynclinaux...	632	I. La notion de géosynclinal et l'époque actuelle.....	662
C) Les plissements et la notion de géosynclinal.....	632	A) La période postgéosynclinal.....	662
D) Le métamorphisme et la notion de géosynclinal.....	633	B) La période tardigéosynclinal.....	662
E) Le magmatisme et la notion de géosynclinal.....	634	C) La période géosynclinal.....	666
F) La position des géosynclinaux.....	635	a) Le stade d'orogénèse (terminal).....	666
III. Définition préliminaire de la notion de géosynclinal.....	636	b) Le stade d'individualisation.....	666
		c) Le stade d'état	667
DEUXIÈME PARTIE : La notion de géosynclinal d'après l'exemple des chaînes méditerranéennes du cycle alpin.....	636	II. La notion de géosynclinal et la période anté-alpine.	669
I. Le type d'organisation géosynclinal.....	636	A) La chaîne hercynienne (varisque)	669
II. Le type d'évolution géosynclinal.....	644	a) La période géosynclinal : La cordillère de l'Europe moyenne. — La Meseta ibérique. — La Meseta marocaine....	671
A) La période géosynclinal.....	644	b) La période tardigéosynclinal.....	683
a) Le stade d'individualisation.....	644	c) La période postgéosynclinal.	684
b) Le stade d'état : La période de vacuité. — La période de comblement. — Les rapports entre la période de vacuité et la période de comblement.	644	Conclusion.	684
c) Le stade d'orogénèse (terminal) : La polarité orogénique (l'orogénèse crétacée, l'orogénèse tertiaire). — Les structures résultant de la tecto-orogénèse du		B) La chaîne calédonienne.....	685
		a) La chaîne calédonienne scandinave....	685
		b) La chaîne calédonienne des Alleghanys.	685
		Conclusion	690
		C) Les chaînes antécambriennes.....	690
		CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	693

Introduction.

La notion de géosynclinal est ancienne puisqu'elle est maintenant plus que centenaire, chacun s'accordant à retrouver le concept énoncé dans le travail fondamental de J. Hall publié en 1859, encore que le nom fut créé par J. D. Dana en 1873 seulement (Dana créa d'ailleurs le terme de « géosynclinal » et non « geosyncline »

utilisé couramment à l'époque actuelle par les auteurs de langue anglaise). Peu de concepts géologiques ont connu une telle fortune et peu ont ordonné aussi universellement les synthèses

* Lab. de Géologie générale, Fac. des Sc. de Paris (Sorbonne).
Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

stratigraphique, tectonique et paléogéographique. Bien entendu, le temps passant, la notion de géosynclinal fut à la fois précisée et étendue selon les auteurs, de telle sorte que, périodiquement, le besoin s'est fait sentir de faire le point.

1. Certains auteurs proposèrent, à différentes époques, d'abandonner purement et simplement le terme et de le remplacer par un autre qui semblait, sur le moment, plus précis. A la vérité, cette tendance ne triompha jamais, sans doute parce que, si imprécise, si confuse que soit la notion de géosynclinal, celle-ci recouvre, malgré tout, une distinction paléogéographique fondamentale opposant certains types de chaînes de montagne à d'autres : au fond, pour prendre un exemple européen, chacun sait bien que les Alpes ne sont pas semblables aux Pyrénées ou au Jura et chacun sent bien que cette différence recouvre des faits fondamentaux ; telle est, sans doute, l'origine de la vitalité du concept.

Un exemple peut d'ailleurs être donné de terme proposé en remplacement de « géosynclinal », l'« Orogen » de L. Kober [1923], défini par opposition au « Kratogen », et qui désigne l'édifice — chaîne à double déversement — qui résulte de l'orogénèse... des zones géosynclinales, comme le rappelle encore récemment E. Kraus [1960]. Il en va de même du « tecto-orogène » de certains auteurs et notamment L. Glangeaud [1951]. A moins de prendre le mot « Orogen » ou « tecto-orogène » à son sens étymologique, auquel cas il peut désigner toutes les chaînes de montagne alors que E. Argand [1922] avait montré, avec une particulière clarté, que dans celles-ci on devait distinguer au moins deux catégories fondamentales : les chaînes..... « géosynclinales » et les autres, ces dernières relevant de « plissements de fond » ou de « plissements de couverture ». Par conséquent, le terme « Orogen » introduisait des confusions d'un autre ordre, qui ne faisaient d'ailleurs que légaliser une certaine tendance à considérer comme équivalentes les zones géosynclinales et les zones orogéniques, tendance qui devait être heureusement arrêtée par le travail d'E. Argand dont il vient d'être question et qui est à la base des conceptions tectoniques modernes. Bref, le vocabulaire ne change rien au problème : autant garder le plus courant qui est d'ailleurs le plus ancien.

2. C'est ce que firent d'autres auteurs qui, acceptant la vitalité de la notion de géosynclinal, tentèrent de la préciser sans créer à chaque fois un vocabulaire entièrement nouveau. C'est la voie inaugurée par J. Hall [1859] continuée par J. D. Dana [1873], par E. Haug [1900], C. Schuchert [1923]. H. Stille [1924, 1936, 1941], M. Kay

[1945-1951], A. V. Peyve et V. M. Sinitzyn [1950], etc. J'ai donné [1959 c] dans un travail précédent une analyse historique détaillée de ces « aventures de la notion de géosynclinal ».

3. Dans ce travail et dans ceux qui ont suivi [Aubouin, 1961], je me suis résolument placé dans l'optique selon laquelle la notion de géosynclinal recouvre une distinction paléogéographique majeure, que tout le monde sent, entre un certain type de chaînes de montagne et d'autres ; et dans ces conditions je crois que le terme de « géosynclinal » qui recouvre cette différence, ayant déjà vécu et résisté un siècle, il est de très loin préférable de le garder, en le précisant périodiquement en fonction de la progression des recherches géologiques ; ceci sans, à chaque fois, créer un terme nouveau dont l'usage ne sera qu'éphémère et parfois limité à une ou quelques personnes.

J'ai pris également position sur le fait que la notion de géosynclinal est une notion géologique c'est-à-dire historique. Elle ne recouvre pas l'état des choses à un moment donné : elle recouvre également leur devenir et leur passé, bref, leur évolution. C'est pourquoi il n'est pas possible de lui substituer une notion correspondant à des formes actuelles, connues soit directement par l'océanographie, soit indirectement par la géophysique ; bref, qui ne saisisse les choses qu'à un moment déterminé, l'actuel, sans en connaître ni le passé ni, surtout, l'avenir. Si l'on veut esquisser une comparaison, on peut dire que la géologie donne un film des événements ; l'époque actuelle ne fournit que des images fixes dont on ne sait ni à quel film ni à quel moment elles correspondent.

En raison donc de la nature même des choses, la seule démarche logique, scientifique, consiste à comparer les résultats de la géologie, qui recouvre une histoire au sens strict du terme, aux résultats de l'océanographie et de la géophysique qui concernent un instant de cette histoire ; chacun sait combien est enrichissante cette comparaison qui a été faite extrêmement tôt depuis qu'on attribue les fossiles marins à un dépôt par la mer ; chacun en connaît les résultats extrêmement fructueux dans les années récentes ; mais il y aurait un grave danger à outrepasser les limites de cette comparaison et à décrire les formes actuelles avec un vocabulaire géologique ou les formes géologiques avec un vocabulaire actuel. Sans doute serait-ce l'idéal ; mais la nature des choses est telle qu'il est sans doute impossible de l'atteindre.

4. J'ai donc tenté de définir la notion de géosynclinal à la lumière des recherches géologiques actuelles, et plus particulièrement d'après les

chaînes d'âge alpin du bassin méditerranéen.

Dans cet esprit, j'ai tenté de définir le « type d'organisation » du domaine géosynclinal ; bref, étant entendu que celui-ci se compose d'un ensemble de rides et de sillons, j'ai cherché si ceux-ci se groupaient d'une manière caractéristique telle qu'un groupement élémentaire put se retrouver seul ou répété un nombre entier de fois pour constituer une chaîne géosynclinale ; j'ai donc tenté de retrouver, dans celle-ci, en quelque sorte des « organes élémentaires », ce que je crois être le couple miogéosynclinal-eugéosynclinal défini comme je le rappellerai dans la suite.

Il est bien entendu que ce groupement élémentaire, cet « organe », ne peut pas être défini sur une seule section transversale et qu'il a un développement longitudinal ; et que, dans ces conditions, aucune zone paléogéographique n'étant illimitée et ne faisant le tour de la terre, il est bien certain que, si couples il y a, ceux-ci se relaient les uns les autres, soit dans leur ensemble, soit sillon par sillon ou ride par ride ; et qu'un édifice élémentaire étant défini, il n'est naturellement pas identique à lui-même d'un bout à l'autre.

Il est bien évident également que ce groupement élémentaire, que cet « organe » n'aura pas le même aspect à toutes les périodes de sa croissance, ceci en fonction d'un « type d'évolution » que je tenterai de préciser.

Pour évidentes que soient ces choses, je crois

devoir les rappeler afin qu'il soit bien entendu que le groupement élémentaire recherché est une forme d'équilibre qui se modifie dans l'espace en fonction d'inévitables relais axiaux et dans le temps en fonction d'une évolution caractéristique.

5. Dans le présent travail, je rappellerai brièvement les aventures du concept de géosynclinal, puis je préciserai brièvement celui-ci d'après l'exemple des chaînes alpines de la Méditerranée, en priant le lecteur qui désirerait plus de détails de se reporter à des publications antérieures [Aubouin, 1959 c et 1961]. Puis j'examinerai dans quelle mesure cette notion ainsi définie peut s'étendre dans l'espace et dans le temps : d'une part, en la comparant à des formes connues à l'époque actuelle, d'autre part en remontant le temps vers les chaînes de cycles antérieurs : hercynien (varisque), calédonien, etc. Il ne s'agira pas, ici, de faire entrer de force des chaînes déterminées dans un cadre prévu à l'avance ; mais d'examiner si ce cadre peut s'adapter aux chaînes considérées, moyennant certaines modifications et lesquelles ; ou si, au contraire, il ne le peut pas et pourquoi. Je prie le lecteur d'être bienveillant en lisant ces pages qui ne seront qu'un essai : mon ambition, dans cette affaire, est de susciter une discussion susceptible de faire jaillir sur ces problèmes une lumière qui sera probablement fort différente de celle qui éclaire cet exposé.

PREMIÈRE PARTIE

Examen préliminaire de la notion de géosynclinal.

I. Rappel historique.

Il ne saurait être question, dans le cadre de cet article, de faire un historique détaillé de la notion de géosynclinal depuis que J. Hall en ait lancé l'idée [1859] puis que J. D. Dana [1873] lui ait donné son nom ; divers auteurs s'en préoccupèrent très largement par la suite et notamment E. Haug [1900], C. Schuchert [1923], H. Stille [1924, 1936, 1941], M. Kay [1945, 1951], A. V. Peyve et V. M. Sinitzyn [1950] et bien d'autres comme je l'ai indiqué précédemment ; j'ai analysé dans un précédent travail [Aubouin, 1959 c] auquel je renvoie le lecteur, « les aventures de la notion de géosynclinal » au cours du siècle écoulé ; je ne reprendrai, ici, que les résultats de cette analyse.

Tous les auteurs définissent les géosynclinaux au moyen d'un certain nombre de caractères qui

se rapportent essentiellement, et dans l'ordre, à l'épaisseur et au faciès des sédiments, au plissement et au métamorphisme ultérieurs de ceux-ci, à la position périphérique enfin du géosynclinal par rapport aux « aires continentales ».

II. Quelques caractères des géosynclinaux.

A) L'ÉPAISSEUR DES SÉDIMENTS GÉOSYNCLINAUX. — La plupart des auteurs ont admis que les géosynclinaux se définissaient par la grande épaisseur des sédiments qui les remplissaient ; bref, suivant que la subsidence était plus rapide que la sédimentation ou qu'elle était plus lente, ils étaient des fosses (c'est l'opinion d'E. Haug et de la plupart des géologues européens) ou n'en étaient pas (c'est l'opinion, notamment, de J. Hall, de J. D. Dana et de la plupart des auteurs

américains). Sur ce point donc s'affrontaient, dès le départ, en quelque sorte, une *conception européenne* du géosynclinal et une *conception américaine*.

En fait, ces séries épaisses sont des séries terrigènes dont l'existence est liée au fait qu'au voisinage de la zone géosynclinale d'accumulation, il existe une zone soulevée productrice de matériaux détritiques ; la sédimentation est affaire d'environnement. J'ai moi-même [1958, 1959 a et c] montré que l'on pouvait diviser l'histoire d'un géosynclinal pendant son stade d'état en deux périodes :

— une *période de vacuité*, pendant laquelle faute de relief au voisinage, la sédimentation est pélagique dans les sillons, pélagique et réduite sur les rides situées à profondeur suffisante (nombreux « hard ground » ; rides du type « briançonnais »), néritique et plus importante sur les rides situées à moins grande profondeur (rides du type « Gavrovo ») ;

— une *période de comblement*, pendant laquelle, en raison de l'orogénèse des zones voisines, les sillons se remplissent et les rides se couvrent sous l'épaisse accumulation des dépôts détritiques terrigènes (flysch).

Assez curieusement, c'est l'épaisseur des sédiments de la période de comblement et la minceur relative des sédiments de la période de vacuité¹ qui sont caractéristiques de la sédimentation géosynclinale ; étant entendu que la durée relative de ces périodes peut être extrêmement variable.

B) LE FACIÈS DES SÉDIMENTS GÉOSYNCLINAUX.

— Le faciès des sédiments géosynclinaux a été considéré tout à tour comme de faible profondeur (c'est, dans l'ensemble, l'opinion des auteurs les plus anciens) ou au contraire assez profond, « bathyal » au sens de E. Haug (c'est, dans l'ensemble, l'opinion des auteurs plus récents).

Là encore, il faut distinguer entre la période de vacuité et la période de comblement :

— pendant la *période de vacuité* : dans les sillons, la sédimentation est pélagique, souvent profonde et le faciès siliceux est très répandu (radiolarites bien souvent, surtout dans le sillon interne) ; sur les rides, elle peut être également pélagique mais alors réduite, en raison du développement de nombreux « hard ground », si la ride est située à profondeur suffisante (rides du type « briançonnais »), ou, au contraire, néritique voire récifale et puissante, si la ride est située à fleur d'eau (rides du type « Gavrovo »). Il s'ajoute à ceci le développement de « microbrèches de flanc » sur les flancs des sillons, dues à l'entraînement des sédiments caractéristiques des rides par des

courants du type « courant de turbidité » (« calciturbidites » de certains auteurs) ;

— pendant la *période de comblement* : le matériel terrigène, générateur des flyschs, vient s'associer, se mélanger et masquer la sédimentation caractéristique de chaque zone du domaine géosynclinal, ride ou sillon ; mais il suffit d'une rémission dans les apports détritiques pour voir celle-ci réapparaître, pélagique dans les sillons ou sur les rides d'assez grande profondeur (c'est l'origine des nombreux calcaires pélagiques, des radiolarites, etc., signalés dans les flyschs), néritique sur les rides de faible profondeur. C'est d'ailleurs ce mélange de faciès, qui s'observe jusque dans la trame intime des sédiments du type flysch, qui caractérise pour beaucoup d'auteurs la sédimentation géosynclinale ; proposition exacte si l'on précise qu'il s'agit de la sédimentation de la période de comblement.

C) LES « PLISSEMENTS » ET LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL.

1. La naissance d'une chaîne de montagne à son emplacement est le caractère qui a été le plus constamment retenu pour définir le géosynclinal. C'est sans doute le plus important, dans la mesure où il introduit une dimension historique à la notion et implique que celle-ci soit non seulement une notion purement stratigraphique ou paléogéographique, mais encore une notion géotectonique. Ce point de vue a été admis à tel point qu'à une certaine époque on identifiait zone géosynclinale et chaîne plissée ; de sorte que, renversant l'ordre du raisonnement, on situait automatiquement des géosynclinaux à l'emplacement des zones plissées, selon un processus de pensée qui consiste à toujours admettre, comme démontrée, la réciproque d'une proposition directe !..

2. Il appartient à E. Argand [1922] de montrer qu'en dehors des domaines géosynclinaux, il y avait, dans la masse des « aires continentales », des chaînes de montagne — que depuis on dit « intracontinentales » — qui relevaient de processus différents : soit de déformations au niveau du socle, donnant des « plis de fond » [Argand, 1922] induisant dans la couverture des « plis de revêtement » [Casteras, 1933]² ; soit de décollements de la couverture sédimentaire au-dessus

1. Sauf dans le cas des rides du « type Gavrovo » où les sédiments récifaux ou subrécifaux de la période de vacuité peuvent être épais.

2. A cette notion de « plis de fond » et de « plis de revêtement » subordonnés correspond la notion de « plissement en bloc » des auteurs russes, « Blockgebirge » des auteurs allemands, « block folding » des auteurs anglais ; la notion de « Germanotyp » de H. Stille [1936] lui correspond *pro parte* (cf. Aubouin [1961 a, p. 25]).

du socle d'où résultent des « *plis de couverture* » ; dès lors, zone orogène et zone géosynclinal n'étaient pas synonymes et ce fut là un moment extrêmement important pour la précision de la notion de géosynclinal.

3. A l'inverse, certains auteurs, notamment H. Stille [1913, 1924, 1936] puis M. Kay [1945, 1951], A. V. Peyve et V. M. Sinitzyn [1950] et d'autres, considérèrent que le plissement n'était pas un caractère fondamental du devenir des géosynclinaux ; et que, de la sorte, on devait appeler « géosynclinal » pratiquement toute zone subsidente de la croûte terrestre, ce qui ramenait le mot à son sens étymologique. Aussi distinguaient-ils, à côté des *orthogéosynclinaux* sur l'emplacement desquels prenaient naissance des chaînes de montagne (« *Muttergeosynklinale der grossen alpidischen System* » de H. Stille), des *paragéosynclinaux* qui étaient simplement des zones de subsidence sans devenir orogéniques, que M. Kay devait subdiviser en divers types. A la vérité, H. Stille lui-même reconnaissait que les paragéosynclinaux — et le nom l'indiquait d'ailleurs — n'étaient pas de vrais géosynclinaux (il écrit dans son texte « *unechte* »). De fait, les différents paragéosynclinaux distingués peuvent toujours se ramener à des zones subsidentes définies, soit comme des fossés (taphrogéosynclinaux de M. Kay), soit comme des bassins sédimentaires (autogéosynclinaux de M. Kay ; H. Stille donnait lui-même comme exemple les bassins mésozoïques et cénozoïques de l'Europe moyenne), soit, plus simplement, comme des « aires d'ennoyage » au sens large où les avait définies E. Haug [1900]. J'ai donné une analyse de ces classifications [Aubouin, 1959 c] au terme de laquelle il paraît clair que l'on doit considérer comme seuls géosynclinaux les orthogéosynclinaux en excluant les paragéosynclinaux ; bref, que *l'évolution du géosynclinal en une chaîne plissée est un caractère fondamental qui donne à la notion de géosynclinal sa dimension historique sans laquelle elle ne serait rien*.

4. Restent à distinguer la tectonique, la tectogénèse et l'orogénèse des chaînes géosynclinales et celles des chaînes intracontinentales. H. Stille [1936] le fit qui opposait :

— un « *Alpinotyp* », correspondant aux structures nées des orthogéosynclinaux et consistant en nappes (« *Deckengebirge* ») ou plis très serrés (« *Faltengebirge* ») ;

— un « *Germanotyp* », correspondant aux structures nées des paragéosynclinaux et consistant en failles (« *Blockgebirge* ») et plis failles (« *Blockfaltengebirge* »).

Nous verrons dans la suite que ces distinctions

demandent à être précisées et que dans l'« *Alpinotyp* » tout n'est pas caractéristique des seules chaînes géosynclinales ; de même que dans les aires continentales, tout ne peut être rangé dans le « *Germanotyp* » (qui ne tient pas compte des plissements de couverture).

D) LE MÉTAMORPHISME ET LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL.

1. Le métamorphisme (et le magmatisme granitique) ont été, dès l'apparition de la notion de géosynclinal (par J. Hall et J. D. Dana déjà), localisés dans les géosynclinaux ; attitude due au fait que l'on comprenait ces phénomènes en fonction de températures et de pressions élevées, conditions qui paraissent être mieux réalisées au fond d'un géosynclinal plongeant dans la croûte terrestre ; pour les Alpes, c'est la doctrine du « métamorphisme général antétectonique » de P. Termier. Bref, la raison initiale de cette localisation géosynclinal du métamorphisme et du magmatisme était intuitive et l'est demeurée. En outre, la réciproque étant admise au même titre que la proposition directe, l'habitude s'est prise de situer les parties les plus profondes d'un système géosynclinal là où le métamorphisme et le magmatisme étaient les plus importants.

2. Pourtant, les études récentes sur les chaînes du cycle alpin tendent à écarter cette notion d'un métamorphisme géosynclinal antétectonique. F. Ellenberger [1952, 1958] a montré que le métamorphisme des schistes lustrés alpins s'était produit après le charriage de ceux-ci sur la ride briançonnaise, donc pas du tout au fond du sillon piémontais³ ; E. Wenk [1956] décrit de même, dans les Alpes occidentales, un métamorphisme général suivi d'intrusions granitiques, le tout postérieur aux grands événements tectoniques : les zones d'isométamorphisme, recoupent les unités tectoniques ; d'autres auteurs, dans des régions voisines des Alpes, ont insisté dans le même sens [Michel, 1953 ; Plessmann, 1957 ; Wunderlich, 1957 ; Bearth, 1958 ; Chatterjee, 1961]. J'ai discuté moi-même de cette question [Aubouin, 1959 c, 1961].

3. Si donc, dans l'ensemble, et sur l'exemple

3. Il faut souligner, toutefois, que le métamorphisme alpin possède certains caractères pétrochimiques très particuliers qui le différencient des métamorphismes paléozoïques ou plus anciens : ainsi, W. P. de Roever [1956], F. Ellenberger [1960] ont insisté sur le fait que le métamorphisme alpin est caractérisé par le développement de glaucophane et de lawsonite au point que ces minéraux, dans le monde entier, soient connus presque uniquement dans les séries métamorphiques d'âge alpin. Ceci pose la question d'autres différences éventuelles du métamorphisme alpin par rapport aux métamorphismes plus anciens...

des chaînes alpines du bassin méditerranéen, le métamorphisme (et le magmatisme granitique) semble bien lié au domaine géosynclinal, il faut préciser qu'il ne caractérise apparemment pas les zones profondes, mais les zones internes, que celles-ci soient des rides ou des sillons ; d'autant plus qu'il est, pour partie au moins, postérieur à la tectogenèse. Le métamorphisme alpin semble un « métamorphisme de position »⁴.

E) LE MAGMATISME ET LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL.

1. De même, le plutonisme granitique, par le fait qu'il est apparemment lié — géographiquement du moins — au métamorphisme, a été considéré comme caractérisant les profondeurs géosynclinales (J. Hall, J. D. Dana, E. Haug, etc.). C'était d'ailleurs réduire le magmatisme à certaines de ses manifestations.

2. H. Stille [1941] devait, faisant la synthèse des travaux de nombreux auteurs, proposer une classification chronologique du magmatisme géosynclinal qu'il considère — à juste titre semble-t-il — comme caractéristique des seules zones internes (Internides). Se manifestent donc successivement :

— un *magmatisme initial*, précoce, antérieur à l'orogénèse ; de nature basaltique (simique), il donne de puissantes coulées volcaniques sous-marines génératrices des « ophiolites » ou « roches vertes » ; les travaux récents devaient confirmer qu'il s'agissait bien d'un volcanisme sous-marin qui se manifeste pendant la période géosynclinale avant l'orogénèse, et préciser en outre que les zones d'émissions ophiolitiques se situaient en marge de la ride interne plutôt que dans l'axe du sillon interne [Brunn, 1956] ;

— un *magmatisme synorogénique*, beaucoup plus tardif puisqu'il accompagne l'orogénèse ; d'une nature granitique (sialique), il se manifeste en deux temps : le premier, « *Hochorogen* », pendant l'orogénèse même (ce sont les granites « concordants » — plus ou moins liés au métamorphisme général) ; « *Spätorogen* » après la phase orogénique principale (granites « discordants », c'est-à-dire intrusifs — et métamorphisme de contact) ;

— un *magmatisme post-orogénique* se manifestant en trois phases :

- o un volcanisme andésitique, dit « *subséquent* »,
- o un plutonisme granitique et grano-dioritique dit « *intercédent* »,
- o un volcanisme basaltique, dit « *final* ».

H. Stille insiste sur le fait que l'ensemble de ce magmatisme caractérise les zones internes (In-

ternides) qu'il qualifie de « pliomagmatiques » et qui correspondent à l'espace eugéosynclinal ; tandis qu'elles manquent dans les zones externes (Externides) qu'il qualifie de « miomagmatiques » et qui correspondent à l'espace miogéosynclinal.

3. Nous verrons dans la suite qu'il faut, dans ces espaces eugéosynclinal et miogéosynclinal, faire des distinctions paléogéographiques plus fines. Et que celles-ci faites, tout ce magmatisme, loin de caractériser les zones profondes comme on le croyait autrefois, caractérise en effet, les zones internes, que celles-ci soient profondes ou non ; avec une certaine préférence d'ailleurs pour celles ayant la signification de rides. Ainsi :

— les émissions ophiolitiques caractéristiques du magmatisme initial, loin de se manifester dans l'axe du sillon (eu-) géosynclinal, se placent sur la marge interne de celui-ci en bordure de la ride (eu-) géantictinale, quitte même à déborder largement sur celle-ci [Brunn, 1956, 1960] ;

— les batholites granitiques et grano-dioritiques, intrusifs dans les zones internes dinariques (et qui semblent correspondre au plutonisme intercédent) se rencontrent, non pas dans le sillon interne (eu-) géosynclinal, mais plus à l'intérieur encore, sur le bord interne de la ride (eu-) géantictinale et surtout dans un domaine intermédiaire entre Dinarides et Balkan considéré classiquement comme un « *Zwischengebirge* » (« noyau rhodopien » de J. H. Brunn [1960]). Ces

4. Sur ce point, il faut également faire toutes réserves entre une assimilation du métamorphisme alpin aux métamorphismes paléozoïques ou plus anciens : en effet, comme les travaux de nombreux auteurs l'ont montré et notamment, parmi les plus récents, ceux de J. Cogné [1960], G. Guitard [1960] pour le métamorphisme hercynien de la Bretagne et des Pyrénées, ceux de E. Wegmann [1959] pour le métamorphisme calédonien de la Scandinavie, l'ordre des phénomènes métamorphiques et magmatiques, en fonction de l'orogénèse, semble être le suivant : métamorphisme général (série des ectinites au sens de J. Jung et M. Roques) antéorogénique à synorogénique ; métamorphisme général de migmatisation (au sens de J. J. Sederholm) synorogénique à tardiorogénique (formation des migmatites et des granites infracrustaux ou granites d'anatexie) ; formation des plutons granitiques circonscrits syntectonique (granites en feuillets « concordants ») à tarditectonique ou postectonique (granites « discordants ») intrusifs à la fin du processus orogénique et en liaison avec le phénomène de migmatisation : J. Cogné et G. Guitard montrent comment des plutons granitiques circonscrits prennent racine, à leur base dans les migmatites (cf. E. Raguin [1950], base du granite de Quérigut). D'autres auteurs ont insisté sur cette succession chronologique des phénomènes qui se retrouve dans la pétrogenèse telle que l'ordre soit toujours ectinites, migmatites, granites tardicinématiques (cf. L. Glangeaud [1959]). Il va de soi que cette conception, bien assise sur le métamorphisme hercynien et calédonien, est évidemment en partie différente de ce qui est connu du métamorphisme alpin...

granites, qui sont très largement post-tectoniques, s'introduisent essentiellement dans un vieux socle à rapporter au cycle hercynien (varisque) ou à des époques plus anciennes ; de sorte qu'on les considérerait, jusqu'à une époque très récente, comme eux-mêmes très anciens. Ce sont, d'une part, quelques points où ils métamorphisent le Néogène et, d'autre part, des mesures d'âge absolu, qui ont démontré qu'il s'agissait là d'un plutonisme d'âge alpin.

4. J'aurai l'occasion de revenir, dans la suite, sur cette question ; mais dès maintenant il faut noter que, pour se rencontrer dans le domaine géosynclinal, *ces manifestations magmatiques* (comme d'ailleurs le métamorphisme, cf. p. 633) *caractérisent les zones internes plutôt que profondes d'un système géosynclinal* : seul le magmatisme initial, ophiolitique, semble lié au sillon interne, tandis que le magmatisme synorogénique et post-orogénique, qu'il s'agisse de volcanisme ou de plutonisme, semble affectionner plus particulièrement les zones à valeur de ride ! *C'est dans ce sens qu'on peut se demander si métamorphisme et magmatisme, loin de caractériser les zones géosynclinales, ne caractériseraient pas plutôt les zones géanticlinales* (à condition d'utiliser « géanticlinal » au sens de « ride » élémentaire appartenant au domaine géosynclinal, cf. note 6, p. 636).

Il conviendra donc, dans l'analyse de chaînes plus anciennes où les phénomènes peuvent être infiniment plus masqués que dans la chaîne alpine, de ne pas perdre de vue cette fondamentale distinction, et de ne plus nécessairement considérer les parties les plus métamorphisées et les plus granitisées comme les parties les plus profondes du géosynclinal hercynien (varisque) ou calédonien, etc., mais comme les parties les plus internes.

5. Enfin, il est bien entendu que ce serait une grave faute que de croire le magmatisme limité au seul domaine géosynclinal : le volcanisme du Massif central français — comme le volcanisme tertiaire de l'Europe moyenne, cf. p. 657-659 — se manifeste en dehors de la zone géosynclinale alpine, bien qu'il lui soit lié chronologiquement (il est en effet synchrone du volcanisme post-orogénique connu dans les zones internes du système alpin...) ; le volcanisme de l'Afrique orientale donne, à une autre échelle, la même preuve.

F) LA POSITION DES GÉOSYNCLINAUX.

I. Dès l'abord, furent définies des zones stables s'opposant aux zones géosynclinales, « continents » des anciens auteurs (J. Hall, J. D. Dana) « aires continentales » de E. Haug, « Kratogen » de L. Kober, « Kraton » (et plus précisément

« Hochkraton ») de H. Stille, « plate-forme » des auteurs russes.

A ces *aires continentales* au socle sialique, ont été opposées des *aires océaniques* au socle simique (Tiefkraton de H. Stille), encore que E. Haug considérerait qu'il s'agissait d'aires continentales effondrées.

L'usage a conservé continent, aire continentale, plate-forme, craton en tant que synonymes. Par contre, Tiefkraton semble avoir été abandonné, ce qui paraît judicieux dans la mesure où la racine kraton participerait à deux mots de sens fondamentalement différents ; on utilise habituellement « aire océanique » ou « océan » quel que soit le danger d'introduire un terme actuel pour désigner une unité géologique (cf. p. 630).

2. Par rapport à ces « continents », la position des géosynclinaux a été considérée par les auteurs les plus anciens (J. Hall, J. D. Dana) comme *périphérique*, tandis que E. Haug la considérerait comme *intermédiaire* ; cette apparente opposition fut codifiée en quelque sorte par C. Schuchert qui reconnaissait deux types fondamentaux de géosynclinaux, les mono-, poly-, para-géosynclines périphériques aux « nuclear areas », et les méso-géosynclines, de « type méditerranéen », ces derniers compris entre deux masses continentales.

3. A la vérité, on peut montrer que le géosynclinal élémentaire est périphérique par rapport à une masse continentale (position monoliminaire de L. Glangeaud [1957] ou monomarginée [1960]) et que, lorsqu'il paraît intermédiaire entre deux masses continentales, c'est qu'il y a en fait deux ou un nombre pair de géosynclinaux élémentaires entre les masses continentales considérées, chacune d'entre elles étant bordée par une zone géosynclinale (position biliminaire de L. Glangeaud [1957] ou bimarginée [1960]).

Comme exemple de ces groupements, on peut montrer que l'ensemble Cordillères bétiques-Atlas nord-africain est certes compris entre deux masses continentales mais est formé de deux ensembles élémentaires, les Cordillères bétiques bordant le craton européen d'une part, et l'Atlas nord-africain bordant le craton africain d'autre part ; de même, en Asie-Mineure, pour l'ensemble Pontides au Nord, Torides au Sud. Les choses sont plus complexes là où l'Apennin et les Dinarides s'intercalent entre les Alpes occidentales et l'ensemble Karpathes-Balkans : on peut alors montrer que, allant des Alpes occidentales aux Balkans, on rencontre quatre ensembles élémentaires qui sont les Alpes occidentales, l'Apennin, les Dinarides et le Balkan ; mais je reviendrai en détail sur cette question, dans la suite (cf. p. 638-640).

III. Définition préliminaire de la notion de géosynclinal.

Il est donc extrêmement difficile de donner des géosynclinaux une définition simple. Comme point de départ à notre discussion, nous pouvons considérer que les géosynclinaux (les seuls orthogéosynclinaux au sens de H. Stille, ou géosynclinaux primaires au sens de A. V. Peyve et V. M. Sinitzyn) « sont, de l'avis même de tous les auteurs, ces zones mobiles qui s'opposent fondamentalement aux zones stables que sont les aires continentales (E. Haug) ou cratons (H. Stille) ou plates-formes (A. V. Peyve et V. M. Sinitzyn) ». Ils présentent l'ensemble des caractères suivants⁵ :

— « situation en marge ou entre les continents (= cratons = plates-formes), mais en tout cas, pas dans la masse de ceux-ci (même si leur genèse résulte de la fracturation des aires continentales) » ; lorsque deux masses continentales sont voisines, l'espace géosynclinal qui peut les séparer n'est pas l'équivalent de celui qui borde un seul continent, mais le double (ou un multiple

pair) ; dans ce cas, chaque continent est bordé par un géosynclinal élémentaire ;

— « mobilité qui résulte d'ailleurs de leur situation et qui se manifeste dans des plissements intenses avec formation fréquente mais non constante de grandes nappes » ;

— sédimentation caractéristique s'achevant (période de comblement) par le flysch ;

— « magmatisme initial simique, particulier, marqué par des éruptions ophiolitiques sous-marines », dans les zones internes ;

— magmatisme synorogénique et post-orogénique en une suite caractéristique des zones internes.

Mais telle quelle, la définition des géosynclinaux serait bien insuffisante et grossière : en fait, la notion de géosynclinal recouvre un « type d'organisation » paléogéographique et un « type d'évolution » tecto-orogénique et magmatique, bref une histoire complexe qu'il convient de préciser ; ce que nous allons tenter de faire d'après l'exemple des chaînes alpines du domaine méditerranéen. Ceci étant fait, la notion de géosynclinal aura alors pris un contenu plus clair.

DEUXIÈME PARTIE

La notion de géosynclinal d'après l'exemple des chaînes méditerranéennes du cycle alpin.

J'envisagerai successivement le type d'organisation géosynclinale et le type d'évolution géosynclinale.

I. Le type d'organisation géosynclinale.

1. Dès le départ, il faut s'entendre sur la *question d'échelle* : géosynclinal mésogéen, géosynclinal méditerranéen, géosynclinal alpin, géosynclinal dauphinois sont autant d'expressions courantes ; or, elles désignent des unités paléogéographiques de plus en plus réduites en suivant le sens de leur énumération. *Le même mot désigne le tout et la partie*. Or, les unités paléogéographiques élémentaires sont :

— soit des « sillons », c'est-à-dire des dépressions sédimentaires étroites et allongées ; le mot sillon exprimant l'allongement mieux que fosse, qu'on emploie couramment en synonyme ;

— soit des « rides », c'est-à-dire des hauts-fonds allongés qui séparent les sillons ; rides et sillons sont des unités paléogéographiques élémentaires dont l'individualisation ne fait appel qu'à des

mouvements épirogéniques, à l'exclusion de mouvements tectoniques ou orogéniques caractérisés (cf. p. 644-645).

Par conséquent, un géosynclinal est composé d'un ensemble de rides et de sillons qui n'ont pas tous — comme nous allons le voir — la même signification. Bien souvent, chacun de ces sillons élémentaires a été qualifié de géosynclinal : ainsi, dans les Alpes occidentales, on parle fréquemment de géosynclinal dauphinois et de géosynclinal piémontais ; l'ensemble avec le géantoclinal briançonnais (ou ride briançonnaise) constituant le géosynclinal alpin⁶ ; ce qui revient à dire que le

5. Les passages « entre guillemets » sont extraits de J. Aubouin [1959].

6. Il est vrai que E. Haug considérait le géosynclinal alpin comme constitué d'un ensemble de *géosynclinaux secondaires* (géosynclinal secondaire dauphinois et géosynclinal secondaire piémontais) et de *géantoclinaux secondaires* (géantoclinal secondaire briançonnais). Mais l'usage a rapidement oublié le qualificatif secondaire et il n'est plus resté que géosynclinal et géantoclinal.

C'est dans la même voie que sont allés Tetiaev [1934-1941], Gzovsky [1948], Belousov [1951] qui désignaient chaque fosse

géosynclinal alpin, dans les Alpes occidentales, est composé du sillon dauphinois, de la ride briançonnaise et du sillon piémontais.

Par contre, une « *cordillère* » est un édifice allongé, souvent émergé, dont la mise en place résulte de mouvements tectoniques ou orogéniques caractérisés aux dépens d'une partie quelconque du géosynclinal, ride ou sillon. En général, la naissance d'une cordillère procède de la tectoro-genèse du domaine géosynclinal au stade terminal de son histoire (cf. p. 648-652) ; la cordillère alimente alors la sédimentation en produits détritiques générateurs de sédiments du type flysch ⁷.

2. Ceci étant entendu, sillons et rides se groupent, d'une manière caractéristique, en *couples élémentaires constitutifs de chaque chaîne élémentaire* ⁸ issue du domaine géosynclinal alpin, et tels que (fig. 1) :

— le sillon interne soit caractérisé par la présence d'ophiolites, de flysch précoce, une orogénèse précoce et que son matériel sédimentaire ait subi une tectonisation intense et soit charrié vers l'extérieur sur la ride et le sillon externes ;

— le sillon externe soit dépourvu d'ophiolites, rempli de flysch tardif, connaisse une orogénèse tardive et soit demeuré autochtone ;

— la ride interne soit associée aux ophiolites qui s'épanchèrent sur ses flancs, quitte à déborder sur l'ensemble de la ride elle-même ; soit atteinte précocement par l'orogénèse : c'est par elle que commence la migration de l'orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne ; soit charriée vers l'extérieur, directement, ou par l'intermédiaire d'un « *hélior ophiolitique* » sur le sillon voisin :

la ride externe ne soit pas associée aux ophiolites ; tout au plus, connaît-on parfois sur son flanc interne, du côté du sillon interne, de petites éruptions basiques (spilites) sans commune mesure avec les épanchements ophiolitiques ; soit atteinte tardivement par l'orogénèse (plus tard que les zones plus internes, plus tôt bien sûr que le sillon plus externe) ; soit autochtone ou modestement chevauchante sur les sillons voisins, en général vers l'extérieur, mais parfois vers l'intérieur.

H. Stille [1941, p. 15] avait donné le nom de *eugéosynclinal* aux géosynclinaux constituant les Internides et qui sont le siège des émissions ophiolitiques ; de *miogéosynclinal* aux géosynclinaux constituant les Externides et qui sont dépourvus d'ophiolites. Dans ces conditions, il paraît clair que *l'espace eugéosynclinal comprend l'ensemble de la ride interne et du sillon interne* qu'on peut donc qualifier de ride eugéantyclinale et sillon eugéosynclinal ; *l'espace miogéosynclinal comprend l'en-*

semble de la ride externe et du sillon externe qu'on peut donc qualifier de ride miogéantyclinale et sillon miogéosynclinal.

Ainsi, se trouve exprimée clairement la constitution réelle du géosynclinal élémentaire ; notamment, *les rides ne sont pas oubliées, leur importance étant tout aussi grande que celle des sillons*, bien qu'elles soient en général méconnues dans toutes les synthèses.

On voit qu'à la seule distinction liée aux ophiolites, s'ajoutent un certain nombre de caractères relativement à l'âge des flyschs, à l'âge de la tectoro-genèse, au style tectonique ; mais ceci va faire l'objet de développements dans la suite.

Enfin, chacun de ces couples élémentaires borde, par son sillon miogéosynclinal, une aire continentale (craton).

Bref, la constitution du couple élémentaire est

élémentaire appartenant à un géosynclinal comme un *intragéosynclinal*, les rides les séparant étant des *intragéantyclinaux*. Là encore, le préfixe « intra » risque le même oubli que le qualificatif secondaire de E. Haug.

Enfin, il faut remarquer que l'utilisation de géantyclinal, pour désigner une ride comme la ride briançonnaise, est très excessive : J. D. Dana définissait le géantyclinal, par opposition au géosynclinal, comme une vaste zone de soulèvement progressif, la surrection du géantyclinal étant compensatrice de l'affaissement du géosynclinal voisin. Par conséquent, le géantyclinal n'est pas un détail de la paléogéographie géosynclinale ; c'en est exactement le contraire. C'est pourquoi je crois préférable d'utiliser *ride* qui ne fait aucune confusion avec quoi que ce soit.

7. *Cordillère* a été également utilisé comme synonyme de ride ; au sens où, par exemple, on utilise indifféremment dans les Alpes occidentales françaises, les termes de cordillère briançonnaise, géantyclinal briançonnais, ride briançonnaise.

Or, la notion de cordillère implique celle de tectonique embryonnaire ; à savoir que ces hauts-fonds que sont les cordillères aient été mis en place par des mouvements annonciateurs de ceux qui mettront en place les grandes unités tectoniques, et notamment les nappes, lors de la phase tectonique paroxysmale du stade terminal de l'histoire géosynclinale. La cordillère était donc bien un édifice résultant de mouvements tectoniques et orogéniques caractérisés. Mais il devient chaque jour plus clair que l'individualisation des rides n'a aucun rapport avec la tectonique embryonnaire et qu'elle est due à des mouvements d'une tout autre signification. Je reprendrai cette question dans la suite (voir M. Lemoine [1953] ; R. Trumpy [1955-1960] ; J. Debelmas [1957] ; J. Aubouin [1958, 1959 a et b, 1961], etc.).

8. Dans le domaine alpin de la Méditerranée, chaque chaîne élémentaire est facilement individualisée par la géographie qui distingue, comme ensemble unitaire, les Cordillères bétiques, l'Atlas nord-africain, les Alpes occidentales, l'Apennin, les Dinarides, etc. Seul, le cas des Alpes au sens large est un peu spécial dans la mesure où le secteur des Alpes orientales est d'une signification autre que celui des Alpes occidentales.

Ceci tient au fait que ces chaînes sont à peine achevées, de telle sorte que la géographie a encore un rapport avec leur paléogéographie, rapport que nous préciserons dans la suite. Par contre, ces chaînes élémentaires sont très difficiles à retrouver dans les domaines hercynien, calédonien ou plus ancien, car elles y sont masquées par une évolution paléogéographique ultérieure, laquelle est sans rapport avec la paléogéographie caractéristique de chacune des chaînes considérées. J'y reviendrai.

la suivante : « partant du craton, on rencontre successivement le sillon miogéosynclinal, la ride miogéantclinale, le sillon eugéosynclinal et la ride eugéantclinale » (fig. 1).

3. Ces couples constituent l'organe élémentaire du domaine géosynclinal ; ils se groupent, en effet, d'une manière extrêmement caractéristique pour former l'ensemble des chaînes élémentaires du cycle alpin en Méditerranée. L'étude de ces groupements est absolument indissociable de l'étude de l'orogénèse géosynclinale ; j'y reviendrai donc. Néanmoins, dès maintenant, nous pouvons poser que [Aubouin, 1959 c] :

— « une seule aire continentale (craton, plate-forme) peut être isolée au milieu du domaine océanique ; elle est bordée d'un seul couple eugéosynclinal-miogéosynclinal dans les conditions décrites ci-dessus ; au-delà de la ride interne viendrait le domaine océanique ; c'est la position monoliminaire (ou monomarginée) de L. Glangeaud (la fig. 1 lui correspond) ;

— si deux aires continentales sont assez proches :

o les couples bordant chacune d'entre elles peuvent venir en contact par leurs zones internes

pour former un *bicouple à symétrie centrifuge* (car l'orogénèse diverge depuis la zone médiane cf. *infra*) (fig. 2) ; la zone médiane entre les rides eugéantclinales internes peut être, soit un « sillon intermédiaire » ou « *Zwischengebirge* » au sens de L. Kober ; ce sont les géosynclinaux donnant naissance aux classiques chaînes à double déversement ; c'est la position biliminaire (ou bimarginée) de L. Glangeaud ; l'exemple en est, soit le bicouple d'âge alpin de la Méditerranée occidentale (Cordillère bétique — Atlas nord-africain) ou au contraire, de la Méditerranée orientale (Pontides-Torides) ;

o entre les couples bordant chacune des aires continentales, peut s'intercaler un *bicouple à symétrie centripète* formé par deux couples venant en contact par leurs zones externes (« centripète » parce que l'orogénèse converge vers la zone médiane (cf. *infra* et fig. 3 et 4) ; le groupement est tel que le système est équivalent à deux bicouples à symétrie centrifuge contigus dont les couples venant en contact forment le bicouple médian à symétrie centripète. L'exemple en est fourni par les chaînes d'âge alpin de la Méditerranée

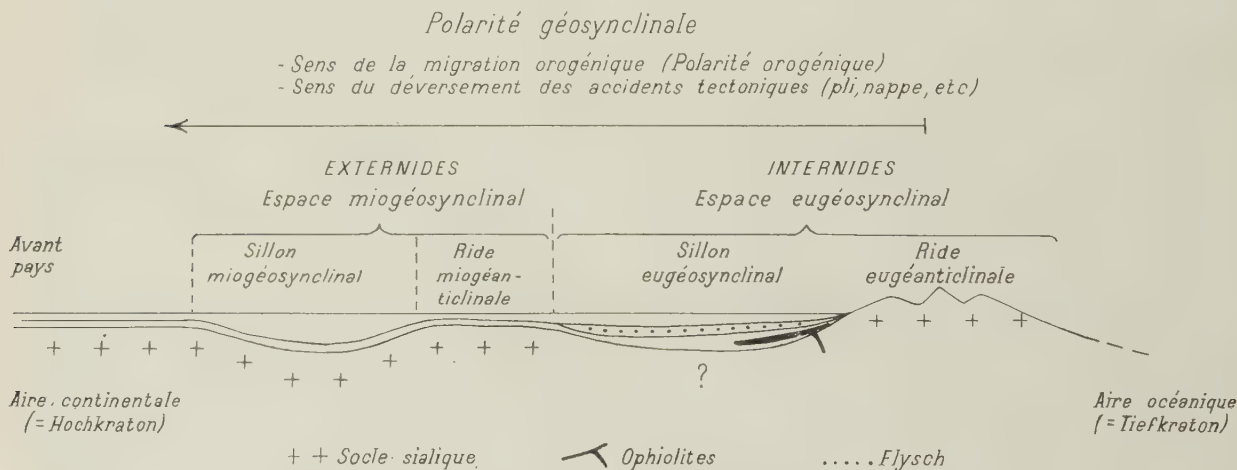


FIG. 1. — Schéma résumant les caractéristiques principales d'un couple élémentaire eugéosynclinal-miogéosynclinal (extrait de J. AUBOUIN [1959 c et 1961 a] complété).

La figure se situe pendant le stade d'orogénèse (terminal) de la période géosynclinale, alors que la ride eugéantclinale soulevée fournit le matériel détritique du flysch qui s'accumule dans le sillon eugéosynclinal, sans le dépasser vers l'extérieur (« effet de barrière en creux » du sillon eugéosynclinal) ; les ophiolites figurées ont été émises très antérieurement pendant le stade d'état de la période géosynclinale ; cette figure ne représente qu'un des moments de l'évolution du couple miogéosynclinal-eugéosynclinal qui correspond sensiblement au profil n° 6 de la fig. 8 de la présente note.

L'espace eugéosynclinal est divisible en une ride eugéantclinale et un sillon eugéosynclinal, l'espace miogéosynclinal en une

ride miogéantclinale et un sillon miogéosynclinal. Les tréfonds de l'avant-pays, du sillon miogéosynclinal, de la ride miogéantclinale, de la ride eugéantclinale enfin, sont certainement sialiques comme cela a été figuré ; le tréfonds du sillon eugéosynclinal peut éventuellement être simique sans qu'on en soit certain (cf. p. 641) ; d'où le point d'interrogation qui figure sous le sillon eugéosynclinal.

Hochkraton et Tiefkraton sont des termes dus à H. Stille pour désigner respectivement l'« aire continentale » à tréfonds sialique (c'est ce que l'usage a conservé sous le nom de craton) et l'« aire océanique » à fond peut-être simique (et que l'usage n'a pas conservé).

moyenne : Alpes franco-italiennes-Apennin (premier bicouple à symétrie centrifuge) ; Dinarides-Balkan (deuxième bicouple à symétrie centrifuge) l'ensemble Apennin-Dinarides formant un bicouple à symétrie centripète.

Encore, dans cet exemple, tout se passe-t-il comme s'il s'agissait d'un seul bicouple à symétrie centrifuge « replié » sur lui-même, car Alpes

occidentales, Karpathes et Balkan bordent le même craton européen.

Bien entendu, ces groupements sont limités dans le sens longitudinal par le fait que chacune des unités paléogéographiques élémentaires (sillon ou ride) ou même chaque groupement élémentaire (couple) se termine axialement ; et dans ce cas, ou bien se trouve relayé par un nouveau

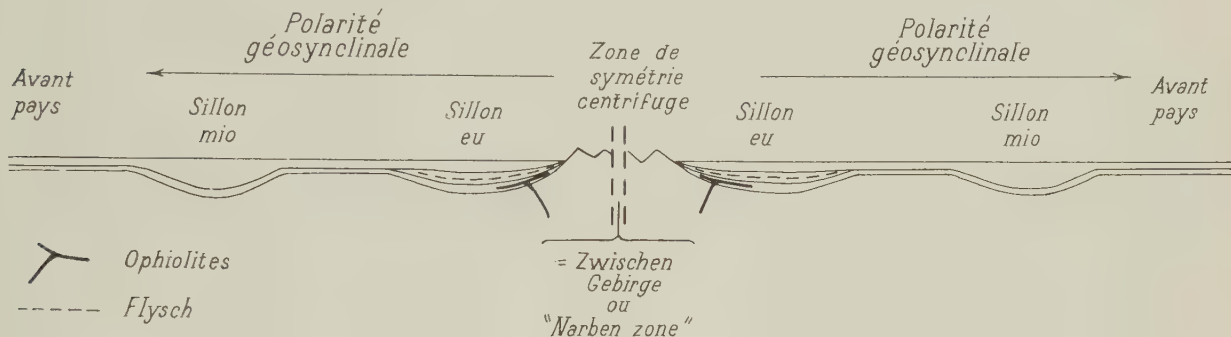


FIG. 2. — Schéma résumant les caractéristiques d'un bicouple à symétrie centrifuge (géosynclinal biliminaire, donnant naissance à une chaîne à double déversement) (extrait de J. AUBOUIN [1959 c et 1961 a]).

La figure se situe également pendant le stade d'orogénèse (terminal) de la période géosynclinale de chacun des deux couples ; étant supposé, pour la commodité de la figuration, que ces deux stades sont contemporains dans les deux couples considérés, ce qui n'est pas toujours le cas.

Comme dans la fig. 1, les rides eugéantyclinales sont soulevées et alimentent la sédimentation des flyschs dans les sillons eugéosynclinaux sans que le matériel détritique gagne vers l'extérieur (« effet de barrière en creux » des sillons eugéosyn-

clinaux) ; dans les deux couples, les ophiolites ont été émises antérieurement pendant le stade d'état.

Entre les rides eugéantyclinales se situent soit un « arrière-pays intermédiaire » (= massif intermédiaire = Zwischengebirge comme il est indiqué), soit une cicatrice (Narbenzone comme il est indiqué) ; on peut supposer même que les deux rides eugéantyclinales peuvent devenir coalescentes ; enfin, on connaît des cas où ces deux rides manquent, les deux sillons eugéosynclinaux n'en formant plus qu'un (voir p. 639, l'analyse de ces possibilités).

groupement, soit couple par couple, soit sillon par sillon et ride par ride et dans ces conditions l'édifice tectonique considéré se poursuit ; ou bien n'est pas relayé et l'édifice tectonique se termine (fig. 4).

4. Les zones médianes d'un bicouple à symétrie centrifuge et d'un bicouple à symétrie centripète sont extrêmement différentes.

La zone médiane d'un bicouplé à symétrie centripète est une ride qui sépare deux sillons miogéosynclinaux ; et, de ce fait, elle se trouve dépourvue d'ophiolites et dépourvue de flysch (le flysch le plus récent se sédimente dans le sillon miogéosynclinal sans, en général, combler celui-ci) ; elle est tardivement atteinte par l'orogénèse : c'est par elle que s'achève la migration de l'orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de chaque couple ; elle est demeurée autochtone. Ses caractères sont donc ceux d'un avant-pays commun aux deux couples qu'elle sépare, d'un « avant-pays intermédiaire ».

La zone médiane d'un bicouple à symétrie centrifuge sépare les sillons eugéosynclinaux : comme telle, elle est associée aux ophiolites ; elle est affectée précocement par l'orogénèse dont elle est le point de départ dans l'espace et dans le temps pour chaque couple ; elle est le siège d'un magmatisme synorogénique et postorogénique extrêmement important ; elle a les caractères d'un arrière-pays commun aux deux couples qu'elle sépare. Sa nature est variable : parfois, s'intercale, entre les deux rides eugéantyclinales de chacun des couples, un « massif intermédiaire » ou « Zwischengebirge » : c'est le cas du massif du Rhodope entre les Dinarides et le Balkan ; on peut alors constater que ce « Zwischengebirge » est le siège d'une granitisation intense synorogénique et postorogénique (« noyau rhodopien » de J. H. Brunn) : c'est un « arrière-pays intermédiaire ». Ce massif intermédiaire peut manquer et les rides eugéantyclinales être soit en contact, soit séparées par un sillon intermédiaire : c'est là une

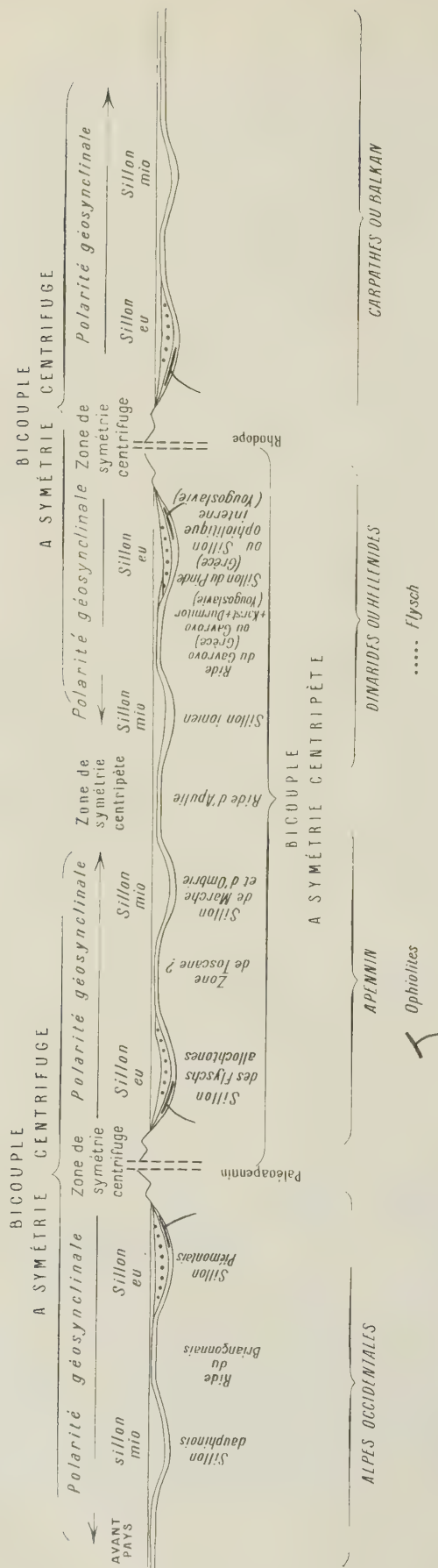


Fig. 3. — Schéma de l'association de quatre couples eugéosynclinal-miogéosynclinal en deux bicouples à symétrie centrifuge et un bicouple à symétrie centripète (géosynclinal pluriliminaire) (extrait de J. AUBOURN [1959 c, 1961 a]).

La figure, comme les deux précédentes, se situe pendant le stade d'orogénèse (terminal) de la période géosynclinal de chaque couple ; étant admis, pour la commodité de la représentation, que ces stades sont synchrones dans les quatre couples considérés, ce qui n'est généralement pas le cas, des décalages existant entre les évolutions de ceux-ci ; cette figure n'est, par conséquent, qu'indicative.

Dans la partie inférieure de la figure, chacune des zones paléogéographiques de l'ensemble italo-dinarique et de l'arc alpin a été rappelée et située par rapport au schéma ; on devra comparer cette figure avec la carte de la fig. 4.

En ce qui concerne les bicouples à symétrie centrifuge, la nature de leurs zones de symétrie est variable ainsi qu'il est indiqué dans la légende. Dans le bicouple

Dinarides-Balkan s'intercale, entre les rides eugéantinales, un *arrière pays intermédiaire* (massif du Rhodope). Dans le bicouple Alpes occidentales-Apennin, les choses sont beaucoup moins claires en raison d'une tectonisation plus intense : il est possible qu'il ait existé un massif intermédiaire, mais, actuellement, rien ne l'indique ; il est possible, au contraire, qu'il y ait eu une cicatrice intermédiaire ; il est possible enfin que les deux sillons eugéosynclinaux aient été contigus ; autant de questions qui demeurent encore pendantes.

En ce qui concerne le bicouple à symétrie centripète Apennin-Dinarides, la zone de symétrie est un *avant pays intermédiaire* (ride d'Apulie) au parallèle considéré ; plus au Nord, les sillons miogéosynclinaux deviennent contigus.

possibilité dont je ne vois pas, pour l'instant, d'exemple dans le domaine méditerranéen. Enfin, localement, on peut considérer que les rides eugéantyclinales elles-mêmes peuvent disparaître axialement et, si cette disparition axiale est synchrone dans le temps et dans l'espace, les deux sillons eugéosynclinaux peuvent n'en faire plus qu'un ; c'est peut-être le cas, par exemple, à la limite entre les Alpes occidentales et l'Apennin.

5. On remarquera en outre que, eu égard aux mouvements tangentiels observables dans chacun des couples, la zone médiane d'un bicouple à symétrie centripète paraît fixe, du moins relativement ; il en est de même pour les zones médianes d'un bicouple à symétrie centrifuge ; cette remarque tendrait donc à *localiser le raccourcissement correspondant à chaque chaîne élémentaire dans le domaine de chacune d'entre elles* ; sans pouvoir faire la somme des raccourcissements et les attribuer à un seul phénomène général.

6. On peut, si aventuré que cela soit, essayer de classer rides et sillons en fonction du fait que leur tréfonds est constitué de sial ou de sima :

— toutes les rides connues ont un tréfonds sialique que l'on voit à l'affleurement la plupart du temps ;

— le sillon miogéosynclinal a un tréfonds sialique comme on peut s'en assurer *de visu* dans certains cas, tel celui des Alpes occidentales dont les « massifs cristallins externes » représentent le substratum du sillon miogéosynclinal dauphinois (socle hercynien antéalpin) ;

— le sillon eugéosynclinal aurait-il, lui, un plancher simique ? La tentation est grande de le supposer, d'autant plus qu'il est le siège d'émissions ophiolitiques ; je l'ai fait moi-même [1957a] à propos du sillon du Pinde dont j'ai pensé qu'il pouvait représenter un « hiatus simique », de même que L. Glangeaud [1957] qui considère que la phase de distension triasico-liasique a amené la séparation complète des masses sialiques européenne et africaine. Cette séduisante hypothèse, inspirée directement de la théorie de Wegener, aurait l'avantage d'expliquer d'une manière simple la particulière faiblesse du sillon eugéosynclinal en regard des efforts tectoniques (cf. *infra*) ; à supposer bien sûr que la croûte simique soit moins rigide que la croûte sialique. Pourtant, *les preuves manquent. Jamais on n'a vu le sima à l'affleurement* dans les chaînes géosynclinales comme l'ont fait remarquer de nombreux auteurs ; les ophiolites, pour simique que soit leur origine, sont une formation volcanique, sous-marine, à plancher sédimentaire. *Lorsqu'on voit le substratum d'un sillon eugéosynclinal, celui-ci est... sialique* : ainsi, dans les Alpes occidentales, sous les

Schistes lustrés du sillon piémontais, affleurent bien souvent des « massifs cristallins internes » (Dora Maira, Grand-Paradis, Mont-Rose, etc.) dont la nature sialique n'est pas douteuse et qui semblent bien correspondre, pour certains d'entre eux du moins, au substratum normal des schistes lustrés puisqu'ils sont recouverts directement d'un Trias auquel succèdent les Schistes lustrés ; à moins qu'ils aient perdu leur couverture sédimentaire, soit par érosion, soit par entraînement tectonique, et que celle-ci ait été tectoniquement remplacée par la nappe des Schistes lustrés : c'est la notion de « substitution de couverture » de F. Ellenberger [1958] qui trouverait là une application grandiose. Mais où serait la couverture originelle de ces massifs ? dans quelle série sédimentaire si elle a été emportée par l'érosion, dans quelles unités tectoniques si elle fut la proie de l'orogénèse ? Si donc, il est séduisant de penser que le sillon eugéosynclinal peut avoir un plancher simique, il est bon tout de même de dire que, jusqu'à maintenant, rien ne le prouve avec certitude (d'où sur la fig. 1, le point d'interrogation sous le sillon eugéosynclinal).

7. *Cette constitution en couples se rencontre dans la plupart des chaînes du bassin méditerranéen* (fig. 4 et cf. *infra*) : ainsi, dans les *Hellénides*, le sillon miogéosynclinal ionien, la ride miogéantyclinale du Gavrovo, le sillon eugéosynclinal du Pinde, la ride eugéantyclinale pélagonienne ; dans l'*Apennin*, le sillon miogéosynclinal de Marches et d'Ombrie, le sillon eugéosynclinal de l'allochtone toscan ; dans les *Alpes occidentales*, le sillon miogéosynclinal dauphinois, la ride miogéantyclinale briançonnaise, le sillon eugéosynclinal piémontais ; en *Afrique du Nord*, le sillon miogéosynclinal tellien, la ride miogéantyclinale kabylo-rifaine, le sillon eugéosynclinal des flyschs ultrarifains et ultra-kabyles. Nous verrons dans la suite quelles sont l'évolution et la structure prises par chacune de ces chaînes et dans quelle mesure rides et sillons peuvent se retrouver avec clarté.

8. *Les groupements en bicouples* sont non moins caractéristiques (fig. 3 et 4) : *bicouples à symétrie centrifuge*, Cordillère bétique-Atlas nord-africain (on dit souvent « Berbérides »), Alpes occidentales-Apennin, Dinarides-Balkan, Pontides-Torides ; à l'affleurement, les arrière-pays intermédiaires sont connus seulement pour le bicouple Dinarides-Balkan (massif du Rhodope) et Pontides-Torides (massif intermédiaire d'Asie-Mineure : massif de Menderès, massif de Kirsehir) ; *bicouple à symétrie centripète*, Apennin-Dinarides dont l'avant-pays intermédiaire constitue la ride d'Apulie développée à l'extrême Sud-Est de l'Italie (Abruzzes, Monte Gargano, Pouilles).

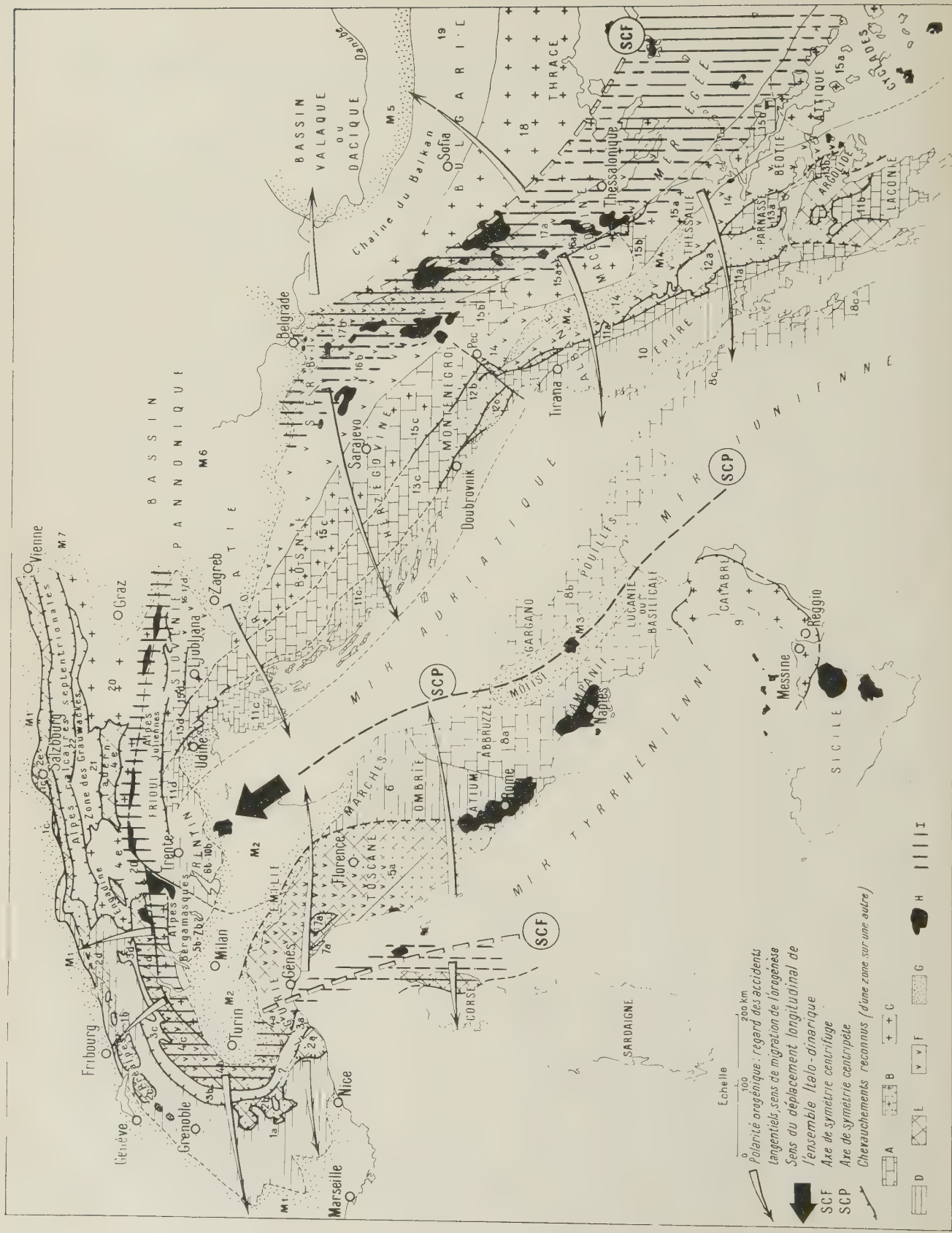


Fig. 4. — Esquisse des rapports paléogéographiques et structuraux de l'ensemble Italo-dinarique (d'après I. Airaud, 1960 et 1962, compl.).

isopiques, la distribution des *potirines* orogéniques (roches blanches) et les deux types de *symétrie* correspondants (symétrie centripète SCP, symétrie centrifuge SCF), le sens du déplacement longitudinal de l'ensemble italo-dinarique (flèche noire) dans la genèse des Alpes orientales. Il n'est pas tenu compte des dépôts post-géosynclinaux (post-tectoniques). Seuls les accidents tectoniques marquant les rapports structuraux d'une zone isopique par rapport à une autre ont été figurés; les accidents tectoniques à l'intérieur d'une même zone isopique, si importants soient-ils, n'ont pas été figurés.

A : zone à sédimentation néritique ou réifale (ride). — B : zone à sédimentation néritique ou réifale (ride) et affluements de socle sous-jacent (ceux-ci non individualisés en massifs d'importance régionale). — C : socle cristallin des zones précédentes lorsqu'il est individualisé en massifs d'importance régionale. — D : zone à sédimentation pélagique ou pélagico-terrigène externe (sillon miogéosynclinal). — E : zone à sédimentation pélagique ou pélagico-terrigène interne (sillon eugéosynclinal). — F : zone ophiolitique (associée au sillon interne eugéosynclinal et à la ride interne eugéoclinale). — G : fosse à sédimentation terrigène tarditectonique (= zone molassique; avant, intra, arrière-fosses). — H : emplacement des principaux massifs volcaniques et plutoniques tardigéosynclinaux et postgéosynclinaux (il n'est pas distingué dans ce figuré ce qui correspond aux massifs purement volcaniques et ce qui correspond aux intrusions plutoniques associées). — I : domaine d'extension du métamorphisme, du volcanisme trachyan-désitique et du plutonisme granodioritique tardigéosynclinal à la limite Dinarides-Balkans, Alpes occidentales-Apennin, Alpes orientales-ensemble italo-dinarique (en laissant de côté le volcanisme postgéosynclinal de répartition beaucoup plus aléatoire — cf. p. 658).

I. LES ZONES ISOPIQUES TARDIGÉOSYNCLINALES (TARDITECTONIQUES). M¹ : sillon molassique périlpin (avant-fosse); M² : fosse de la plaine du Pô (en partie arrière-fosse à Oligo-Miocène de la Ligurie et du Piémont méridional; en partie avant-fosse à Romagne); M³ : fosse du Molise (avant-fosse molassique commune à l'Apennin et aux Dinarides); M⁴ : sillon mésohellénique (intra-fosse molassique des Hellénides); M⁵ : bassin valaque ou dacique (en bordure des Karpathes et du Balkan; avant-fosse molassique); M⁶ : bassin pannonique (arrière-fosse commune aux systèmes dinarique et karpatho-balkanique); M⁷ : bassin molassique de Vienne (mettant en communication l'avant-fosse molassique périalpine M¹ et le bassin pannonique M⁶).

II. LES ZONES ISOPIQUES GÉOSYNCLINALES.

Alpes occidentales. La structure de celles-ci a été schématisée de manière à ne faire apparaître que des zones isopiques de première importance. 1 : zone dauphinoise (sillon miogéosynclinal) (1^a : zone dauphinoise s. s.; 1^b : zone helvétique; 1^c : lambeaux de la série helvétique entraînés sous le flysch ultrahelvétique de Bavière). — 2 : unités tectoniques charriées depuis l'intérieur des Alpes, flottantes, composées en grande partie de flysch d'âge crétacé ou tertiaire ancien (2^a : nappe du flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale; 2^b : nappe de l'Ubaye-Embrunais; 2^c : nappes préalpines *pro parte* et nappes ultrahelvétiques associées; 2^d : nappes des flyschs ultrahelvétiques reprises dans le système des nappes helvétiques; 2^e : unités de flysch situées à l'avant et en-dessous des Alpes calcaires septentrionales). — 3 : zone Briançonnaise (ride miogéoclinale) (3^a : unité à faciès Briançonnais de la Ligurie occidentale; 3^b : Briançonnais proprement dit; 3^c : unité du Grand-Saint-Bernard; 3^d : unité de l'Adula). — 4 : schistes lustrés et roches vertes associées (4^a : schistes lustrés et roches vertes de Ligurie, groupe de Voltri; 4^b, 4^c, 4^d : zones de schistes lustrés et de roches vertes et socles cristallins associés). — 2 + 4 = série eugéosynclinale. — Terminologie tec-

en renferme (Languedoc, Languedoc) sous la nappe des schistes lustrés (4) et cristallin associé.

Apennin. 5 : allochtone de Ligurie orientale et de Toscane (« argille scagliose », Alberese, « scisti galestrini », « argilloscisti », roches vertes, « arenarie superiori » : série eugéosynclinale). — 6 : zone de Marche et d'Ombrie (sillon miogéosynclinal). — 7 : série de Toscane affleurant en fenêtres sous l'allochtone; cette série, qui forme elle-même une nappe, est peu différente de 6. — 8 : ride d'Apulie (8^a : zone des Abruzzes; 8^b : zone apulo-garganique ou du Gargano-Murge; 8^c : zone pré-apulienne, bord oriental de la ride d'Apulie; ride d'Apulie = avant-pays interne-diaire). — 9 : massif cristallin de Calabre et des monts Péloritains charriés vers l'extérieur, sur son bord externe selon Quirzow [1935]; ce massif sort du cadre examiné dans cette note et pose le problème des liaisons avec l'Afrique du Nord.

Hellénides (au S de la ligne Scutari-Pec). 10 : zone ionienne (sillon miogéosynclinal). — 11 : zone du Gavrovo (ride miogéoclinale) (11^a : zone du Gavrovo s. s.; 11^b : zone de Tripolitza). — 12 : zone du Pinde (sillon eugéosynclinal) (12^a : zone du Pinde s. s.; 12^b : zone du Cukali). — 13 : zone du Parnasse (13^a : zone du Parnasse s. s.; 13^b : zone du Trapezona). — 14 : zone subpélagonienne (ophiolites associées à 12 et 15). — 15 : zone pélagonienne (ride eugéoclinale) (15^a : socle cristallin; 15^b : ensembles transversaux). — 16 : bord interne de la zone pélagonienne (16^a : zone prépélagonienne, partie occidentale de la zone du Vardar l. s.). — 17 : zone du Vardar (17^a : zone du Vardar s. s.; partie orientale de la zone du Vardar l. s.). — 18 : zone du Rhodope (« arrière pays intermédiaire » = Zwischengebirge ?). — 19 : chaîne du Balkan.

Dinarides (au N de la ligne Scutari-Pec). 11^c : zone dalmate (= zone du Gavrovo). — 12^c : zone de Budva (= zone du Pinde). — 13^c : zone du Haut-Karst (homologue de la zone du Parnasse). — 15^c : zone du Durmitor (homologue de la zone pélagonienne). — A la suite de la disparition de la zone de Budva vers le Nord, les zones dalmate, du Haut-Karst, du Durmitor s'homogénéisent pour ne plus former qu'une seule ride à sédimentation néritique ou réifale. — 16^b-17^b : zone ophiolitique interne (16^b : partie externe, homologue de la zone prépélagonienne; 17^b : partie interne, prolongement de la zone du Vardar s. s.). — La zone ophiolitique interne et le sillon du Vardar associé (16^b-17^b) prennent le relai de la zone ophiolitique externe (subpélagonienne) et du sillon du Pinde associé (12-14) à la suite de leur disparition vers le Nord.

Alpes orientales. La structure de celles-ci est schématisée de manière à ne faire apparaître que les grands ensembles structuraux. 20 : socle cristallin charrié sur les Alpes occidentales (nappe de la Silvretta et de l'Otztal à l'Ouest, nappe des Mur Alpen l. s. à l'Est, etc.). — 21 : zones des Grauwackes. — 22 : Alpes calcaires septentrionales (nappe de l'Inntal, du Lechtal, de l'Allgäu à l'Ouest, nappe des Plassen, du Dachstein, du Halstatt, de Traunalp, etc., à l'Est). — On remarquera, dans les Alpes méridionales, la prolongation des zones isopiques italo-dinariques; les équivalences proposées (et qui font l'objet encore d'étude) sont figurées grâce aux sigles utilisés pour l'Italie et les Dinarides : dans les Alpes bergamasques, probablement zone de passage entre la zone toscane (7^b) à la zone des flyschs crétacés (5^b); dans le Trentin, réunion des sillons de Marches (6^b) et ionien (10^b); dans le Frioul, prolongation de la zone dalmate (= zone du Gavrovo, 11^d); dans les Alpes juliennes occidentales, prolongation de la zone du Karst (13^d) et de la zone du Durmitor (15^d), d'ailleurs indifférenciées à cet endroit; dans les Alpes slovènes orientales, prolongation des zones internes dinariques (16^d, 17^d). On remarquera la tendance à la fermeture en quelque sorte « périclinale », au « bouclage » des zones italo-dinariques vers le Nord; d'où il résulte : que les Alpes orientales correspondent aux zones internes italo-dinariques; que l'ensemble italo-dinarique a effectué une translation longitudinale selon sa direction axiale SE-NW (flèche noire).

L'étude faite dans les pages qui suivent tendra à vérifier les propositions faites dans les pages précédentes.

II. Le type d'évolution géosynclinale.

Là encore, je prendrai l'exemple des chaînes alpines du domaine méditerranéen en fonction de la constitution dont je viens de parler.

Une chaîne géosynclinale étant considérée, on peut diviser son histoire en trois périodes successives [Aubouin, 1959 a et c, 1960, 1961] : une période géosynclinale, une période tardigéosynclinale, une période postgéosynclinale.)

A) PÉRIODE GÉOSYNCLINALE.

Au cours de celle-ci, il est possible d'individualiser trois stades [Kraus, 1927 ; Glaessner et Teichert 1947 ; H. et G. Termier, 1952] ⁹ : un stade d'individualisation, un stade d'état et un stade d'orogénèse (ou terminal).

a) Le STADE D'INDIVIDUALISATION (fig. 8, profils 1 et 2) est celui au cours duquel les zones isopiques caractéristiques du géosynclinal (cf. *supra*) s'individualisent.

A la vérité, dans un même couple, l'individualisation n'est pas synchrone partout : ainsi, dans les Hellénides, si le sillon eugéosynclinal du Pinde s'individualise bien au Trias supérieur, le sillon miogéosynclinal ionien ne s'individualise qu'au Lias supérieur : dans le cas considéré, *le sillon interne eugéosynclinal s'individualise plus tôt que le sillon externe miogéosynclinal*. Cette observation, qui semble établir une *polarité géosynclinale* dès le stade d'individualisation, ne semble pas avoir été faite ailleurs d'une façon certaine.

b) Le STADE D'ÉTAT (fig. 8, profils 3, 4, 5) est caractérisé par l'existence du géosynclinal dont l'élément constitutif fondamental est le couple.

Ce stade d'état peut être à son tour divisé en deux périodes successives : la « période de vacuité », la « période de comblement » [Aubouin, 1958, 1959 a et c].

α) Pendant la *période de vacuité* (fig. 8, profil 3 et fig. 5) en l'absence de reliefs émergés, la sédimentation est exempte de dépôts terrigènes : pélagique et plus ou moins profonde dans les sillons, néritique sur les rides situées à faible profondeur, pélagique sur les rides situées à profondeur plus grande mais alors avec de nombreuses « absences de sédimentation » (hard ground) ; en outre, sur

les flancs des sillons, par la voie de glissements sous-marins ou de courants de turbidité, des sédiments caractéristiques des rides avoisinantes sont entraînés vers le fond et déposés sous forme de « brèches de flanc » intercalées dans les sédiments pélagiques. *Cette période est donc celle pendant laquelle chaque zone isopique élémentaire, ride ou sillon, à son type de sédimentation caractéristique.*

1. C'est pendant cette période que sont émises les *ophiolites* ¹⁰ sur la marge interne du sillon eugéosynclinal ; la plupart du temps, ces ophiolites s'associent latéralement à des formations de *radiolarites* (fig. 8, profil 3 ; fig. 5 et 6).

2. Cette période de vacuité n'est pas dépourvue d'une certaine instabilité tecto-orogénique dont, pendant longtemps, on a pensé qu'elle était annonciatrice des structures qui se mettraient en place au cours du stade terminal ; c'était la conception de la « *tectonique embryonnaire* » qui existait déjà chez E. Haug et qui fut développée par E. Argand [1916]. Dans les années récentes, il a été montré que cette conception devait être abandonnée : par exemple, les rides ne sont nullement des cordillères préfigurant les futures nappes de charriage, mais de vastes hauts-fonds allongés et très plats, limités peut-être, comme nous allons le voir, par des réseaux de failles en extension.

3. Pourtant, on observe des *oscillations du fond*, facilement analysables au niveau des rides puisque celles-ci, situées à profondeur modeste, voient, en fonction de ces mouvements, changer

9. Cette idée d'un développement en stades successifs est contenue dans la notion de *cycle géologique* de E. Haug [1908], reprise par de nombreux auteurs dont H. Stille [1913], et dans la notion de *drame* de H. et G. Termier [1952].

10. L'émission des ophiolites alpines semble se situer au Jurassique supérieur dans le domaine méditerranéen (Hellénides, Dinarides, Apennin, Alpes occidentales) ; mais en Turquie méridionale, à côté de zones internes (Içilides et Onilides) où les ophiolites semblent d'âge jurassique supérieur, une autre zone plus externe, en bordure immédiate de l'avant-pays arabe, présente des ophiolites d'âge crétacé supérieur (Chypre, Hatay [Dubertret, 1937, 1939]). Il est bien certain que les émissions ophiolitiques peuvent éventuellement être d'âges différents ; pourtant, comparant cette apparente anomalie des roches vertes turques les plus externes, plus récentes que la plupart des autres connues en bassin méditerranéen, j'avais [Aubouin, 1959] émis l'idée que, peut-être, ces roches vertes étaient le témoin bordier des émissions fissurales intra-cratoniques qu'on connaît du Crétacé des « aires continentales » (craton) situés au Sud de l'axe alpin.

Dans la mesure où toutes les ophiolites seraient contemporaines dans tout le bassin méditerranéen, on aurait là un trait qui marquerait bien l'histoire commune à l'évolution de toutes les chaînes alpines comprises entre le bloc européen et le bloc africain, car cela signifierait que la grande distension génératrice des zones géosynclinales alpines aurait atteint son maximum à la fin du Jurassique...

leur sédimentation ; au contraire, les sillons plus profonds enregistrent mal ces événements, sauf par la voie des « brèches de flanc ». Ainsi, ces mouvements peuvent-ils amener :

— soit des émergences sporadiques des rides situées à faible profondeur, suivies d'une modeste érosion d'où résulte la formation de bauxite (cas des bauxites dinariques et helléniques) ;

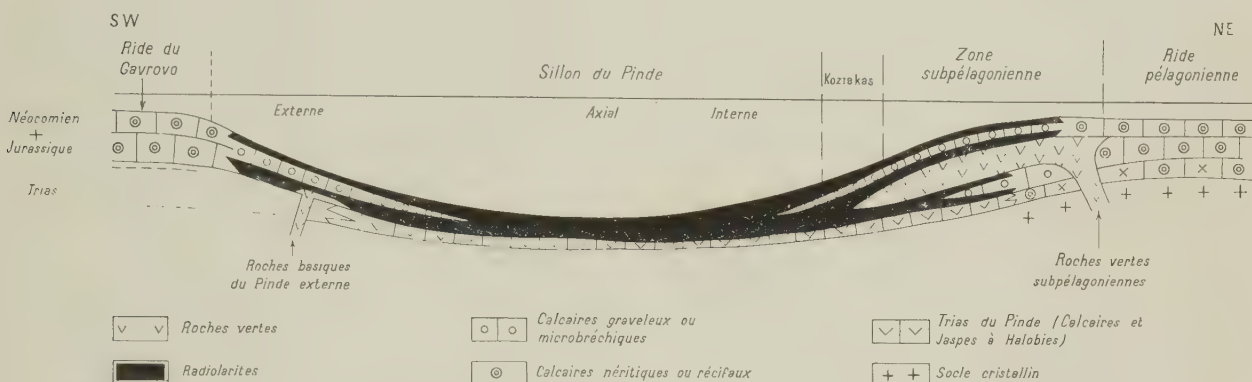


FIG. 5. — Position des ophiolites dans le domaine eugéosynclinal (d'après l'exemple des Hellénides, extrait de J. AUBOUIN [1959 a, fig. 45]). Cette figure exprime les associations sédimentaire dans un sillon eugéosynclinal pendant la période de vacuité.

On observera que les ophiolites sont émises, non dans l'axe du sillon lui-même, mais sur sa marge interne en bordure de la ride eugéanticlinale ; dans certains cas, la coulée ophiolitique a pu s'étendre sur la ride eugéanticlinale elle-même ; on remarquera enfin que la sédimentation des radiolarites est antérieure à l'émission ophiolitique.

Les autres associations sédimentaires pourraient se retrouver indifféremment dans un sillon eu- ou miogéosynclinal ; on remarquera la présence de « brèches de flanc » sur les flancs du sillon, témoins d'une instabilité de ceux-ci ; elles sont peut-être liées à des jeux de faille pendant la sédimentation, encore que ceux-ci n'aient pu être mis en évidence.

— soit de simples variations de profondeur des rides situées à profondeur plus grande, amenant des changements de régime des courants marins d'où résulte la formation de « hard ground ».

Dans une certaine mesure, on peut donner aux « hard ground » et aux bauxites des rides la même signification tecto-orogénique ; d'ailleurs, sur la ride du Gavrovo dans les Hellénides, en certains points, on peut voir passer des bauxites à un « hard ground » caractérisé (massif du Klokova).

De toute manière, ces « mouvements bauxitogénétiques » (cf. J. Aubouin [1961 b]) ne sont, en aucun cas, générateurs de structures tectoniques tangentielles : bauxites ou « hard ground » sont surmontés par un toit qui est peu discordant sur les formations qui leur servent de mur.

4. Par contre, ces mouvements témoignent peut-être de jeux de failles ayant créé et entretenant la formation des rides et des sillons ; c'est Gunzler-Seiffert [1941] qui a montré l'existence de failles d'âge jurassique dans les Alpes occidentales. De la sorte, on serait quelque peu conduit à considérer que les rides sont des horsts et les sillons des grabens sous-marins [Staub, 1951 ; Lemoine, 1953 ; Trümpy, 1958 ; Aubouin, 1958, etc.].

5. Dans l'ensemble, ces mouvements doivent correspondre à une *distension* au maximum de laquelle les ophiolites seraient émises sur le flanc de la ride interne. Ainsi, dans les Dinarides, il y a un synchronisme remarquable entre l'âge de l'émission ophiolitique et l'âge de la surrection maximale des rides : le niveau de bauxite jurassique supérieur est rigoureusement synchrone des ophiolites ¹¹.

β) Pendant la période de comblement (fig. 8, profils 5 à 8), en fonction de l'émergence, dans une zone plus interne, d'une cordillère allongée axialement à l'allure d'archipel, la sédimentation est terrigène ; le dépôt caractéristique est le *flysch* qui correspond à l'apport des matériaux détri-

11. Ce niveau de bauxite — qui n'est pas le seul — a pour mur les calcaires à *Cladocoropsis* et pour toit les calcaires à *Ellipsactinia* (zone du Parnasse en Grèce, zone du Karst en Yougoslavie) ; les ophiolites surmontent les « calcaires à *Cladocoropsis* » (zone subpélagonienne, cf. G. Marinos [1956], P. Celet [1961]).

Ce synchronisme entre l'émission ophiolitique dans le sillon eugéosynclinal et la formation de bauxites sur la ride voisine du Parnasse, rend peut-être compte de la présence remarquable de traces de nickel dans les bauxites de ce niveau (cf. Aronis et Roch [1958]).

tiques provenant de cette cordillère érodée jusqu'à son tréfonds cristallin et venant s'accumuler dans les zones demeurées marines.

1. De ce point de vue, les matériaux terrigènes constitutifs du *flysch* s'accumulent indifféremment dans les sillons ou sur les rides en fonction des possibilités du moment.

2. Étant entendu que les sillons jouent un rôle de « barrière en creux » (fig. 7) en ceci que, jusqu'au moment où ils sont comblés, les sédiments terrigènes s'y accumulent sans les franchir ; ceci, indépendamment du fait que, dans le détail, les

apports terrigènes soient transversaux ou longitudinaux. Aussi, le faciès *flysch* s'amorce-t-il rigoureusement au même moment dans tout l'espace compris entre la cordillère émergée et le sillon le plus proche ; puis celui-ci étant comblé, le faciès *flysch* gagne synchroniquement tout l'espace compris jusqu'au prochain sillon plus externe. Ceci dans le cas où le sillon n'est pas lui-même tectonisé avant d'être comblé (cf. J. Aubouin [1958]).

3. Dans cette optique, il est bien évident que le problème de la bathymétrie des *flyschs* n'a aucun sens étant donné que ceux-ci s'accumulent là où

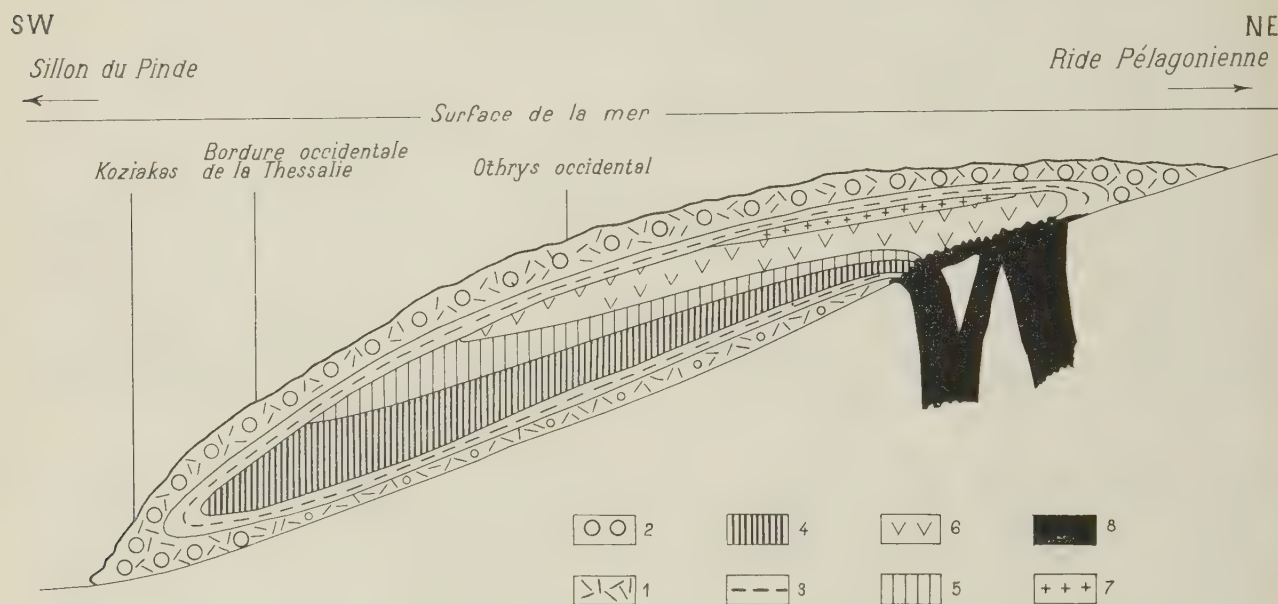


FIG. 6. — Schéma de la distribution des types pétrographiques dans une coulée ophiolitique sous-marine (extrait de J. AUBOUIN [1959 a, fig. 17]).

On remarquera, à l'intérieur d'une carapace de roches microlithiques affectant l'allure de pillows-lavas, développée surtout à la partie supérieure, doublée d'une carapace de roches microgrenues (dolérites), la double différenciation magmatique des roches grenues : *différenciation verticale* telle que les types les plus basiques soient à la base de la coulée, les plus acides au sommet ; *différenciation latérale* telle que la totalité de la séquence soit représentée dans la partie moyenne et proximale de la coulée, les seuls types basiques étant représentés dans la partie distale, directement au contact de la carapace doléritique.

Ces associations pétrographiques du cortège ophiolitique semblent s'expliquer aisément dans le cadre de la conception d'une coulée sous-marine de composition basaltique moyenne dont la partie externe se fige en une carapace microlithique et microgrenue, tandis qu'à l'intérieur de ce laccolite un peu spécial, les types grenus se différencient par gravité ; sur ce point, voir notamment J. H. Brunn [1956, 1960], J. Aubouin [1959].

1 : basaltes ; 2 : pillows-lavas ; 3 : dolérites ; 4 : péridotites ; 5 : pyroxénites ; 6 : gabbros et diorites ; 7 : termes les plus acides (diorites quartziques, etc.) ; 8 : fissures des épanchements ophiolitiques.

ÉCHELLE. Épaisseur : pouvant atteindre plusieurs kilomètres ; en général beaucoup moins. — Largeur (du Nord-Est au Sud-Ouest dans le cas considéré) : pouvant atteindre une centaine de kilomètres ; souvent beaucoup moins. — Longueur (dans le sens perpendiculaire au plan de la figure ; du Nord-Ouest au Sud-Est dans le cas considéré) : pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres (par exemple, dans les Dinarides, les ophiolites se développent sur toute la longueur de la Yougoslavie et de la Grèce, sur environ 2 000 km ; cf. fig. 4).

Selon son développement longitudinal, la coulée ophiolitique peut être localement très épaisse et large (dans ces « massifs » on parle alors de « série » ou « cortège » ophiolitique — associée à des radiolarites) ou au contraire très réduite en épaisseur (au point que les radiolarites associées prennent une importance relative beaucoup plus grande ; on parle alors de série « diabase-radiolarite » — série « Diabas-Hornstein » de B. Ciric et S. Karamata [1960]. De sorte qu'on observe, dans les Dinarides par exemple, un chapelet de massifs ophiolitiques lié par un cordon de série diabase-radiolarite (cf. J. Aubouin [1960]).

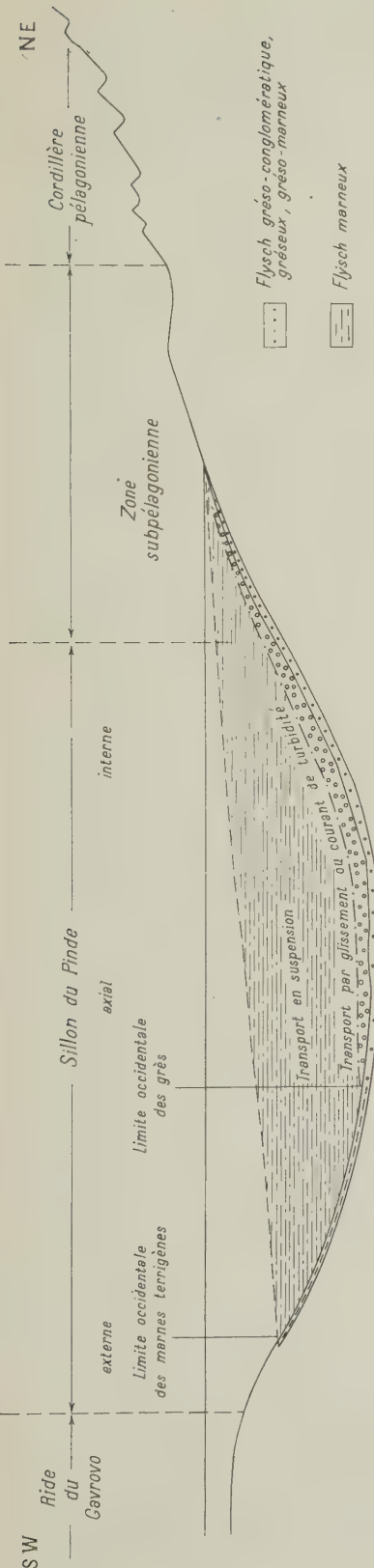


Fig. 7. — Représentation schématique de « l'effet de barrière en creux » dans un sillon (d'après l'exemple du sillon eugéosynclinal du Pinde, extrait de J. AUBOUIN [1958, fig. 3]).

On observera une cordillère émergée du côté interne, productrice de matériaux détritiques qui viennent s'accumuler dans le sillon bordant cette cordillère ; par suite de l'effet de barrière en creux, les dépôts terrigènes ne franchissent pas le sillon et la sédimentation demeure indemne de tout apport détritique au-delà de celui-ci ; on remarquera qu'en fonction de leur mode de transport, les dépôts présentent un classement latéral : seuls les plus fins, transportés en suspension, peuvent se déposer au-delà de l'axe du sillon, sur son flanc externe.

La figure correspond plus particulièrement à la sédimentation du flysch éocénacé terminal dans le sillon eugéosynclinal du Pinde alors qu'une cordillère occupait l'emplacement de la zone pélagonienne ; on comparera cette figure avec le profil 4 de la fig. 8 ; sur cette dernière d'ailleurs, ce phénomène de barrière en creux se manifeste plusieurs fois, d'abord dans le sillon du Pinde qui protège les zones plus externes (profils 4, 6 de la fig. 8), puis dans le sillon ionien qui protège à son tour les zones encore plus externes (profils 7, 8 de la fig. 8). Le mécanisme est valable pour tout sillon qu'il soit eugéosynclinal ou miogéosynclinal.

ils le peuvent ; de préférence dans les sillons qui constituent des « pièges à flysch » (« effet de barrière en creux »), mais tout aussi bien sur les rides. Ainsi s'explique qu'on peut trouver tous les arguments pour définir les flyschs, soit comme très profonds, soit comme assez profonds, soit comme peu profonds : tout dépend de la zone où ils s'accumulent, sillon ou ride, et du moment de l'accumulation ; car il est bien certain que le flysch sera beaucoup moins profond à la fin du comblement d'un sillon qu'au début.

γ) Les rapports entre la période de vacuité et la période de comblement.

1. Période de vacuité et période de comblement sont particulièrement lisibles à l'échelle des sillons élémentaires, en ceci que leur série sédimentaire est facilement divisible en deux parties :

- o la première, qui est en général la moins épaisse, correspond à la période de vacuité et exprime, par ses faciès, la nature même du sillon ;
- o la seconde, qui est en général la plus épaisse¹², correspond à la période de comblement qui s'exprime dans le faciès flysch et au cours de laquelle la sédimentation caractéristique du sillon est masquée par les apports terrigènes.

2. A l'échelle du géosynclinal élémentaire (du couple), les choses sont moins simples (fig. 8, profils 5 à 8). Le début de la période de vacuité est forcément lié au stade d'individualisation dont nous avons vu que, dans certains cas, il n'est pas synchrone dans l'ensemble du couple, mais plus tardif vers l'extérieur. Le début de la période de comblement est très évidemment lié au stade terminal de l'évolution géosynclinal, dans la mesure où elle résulte de la tecto-orogénèse de zones plus internes que la zone en voie de comblement ; or, nous allons le voir, au cours des temps la tecto-orogénèse gagne vers l'extérieur du couple (polarité orogénique) ; aussi la période de comblement est-elle décalée dans le temps, plus récente à l'extérieur qu'à l'intérieur du couple. A ces réserves près, que l'on comprend aisément, la période de vacuité et la période de comblement sont parfaitement nettes.

3. La durée relative de la période de vacuité et de la période de comblement peut être extrêmement variable suivant les chaînes considérées. A la limite, on pourrait considérer, d'une part qu'il existe des chaînes géosynclinales pour lesquelles la période de vacuité serait absente, en fonction du fait que la tecto-orogénèse serait ex-

12. Encore que l'épaisseur des flyschs, d'un ordre de grandeur d'environ 1 000 m, soit très inférieure à celle des molasses d'un ordre de grandeur d'environ 5 000 m. Cette différence entre flysch et molasse valait d'être notée.

trêmement précoce dans les zones internes ; et d'autre part qu'il existe des chaînes pour lesquelles la période de comblement n'existerait pas, en fonction du fait que les édifices résultant de la tecto-orogénèse des zones internes auraient pu ne pas émerger, ce qui est une question de niveau absolu des eaux marines. Pour théoriques que soient ces considérations, elles permettent de fixer les deux extrêmes de variation des durées relatives de la période de vacuité et de la période de comblement ; ce qui permet de comprendre l'importance relative des séries sédimentaires correspondantes.

4. Enfin, il peut exister plusieurs périodes de comblement ; ainsi, dans les Hellénides, le sillon eugéosynclinal du Pinde est le siège de la sédimentation d'un premier flysch à la fin du Crétacé inférieur (fig. 8, profil 4), puis d'un second flysch à la fin du Crétacé supérieur et à l'Éocène (fig. 8, profils 5 et 6) ; chacun de ces deux flyschs étant lié aux deux grandes périodes orogéniques connues dans les Hellénides, l'une à la fin du Crétacé inférieur, l'autre à partir de la fin du Crétacé supérieur et pendant le Tertiaire. La séparation de ces deux flyschs, donc la distinction de deux périodes de comblement, tient peut-être au caractère très modeste de l'orogénèse du Crétacé inférieur dans ce secteur de la Méditerranée ; ailleurs, dans les chaînes de la Méditerranée occidentale, il semble que dans le sillon eugéosynclinal interne, il n'y ait pas vraiment rémission des apports terrigènes pendant le Crétacé supérieur permettant de séparer deux flyschs ; de sorte que ces deux périodes de comblement n'en font plus qu'une.

c) Le STADE D'OROGENÈSE (TERMINAL) est caractérisé par des mouvements orogéniques et tectogénétiques d'où résultent les structures principales de la chaîne (fig. 8, profils 6 à 9). Ces mouvements sont d'une nature fondamentalement différente de ceux qui se sont manifestés pendant la période d'état : cette fois, les zones soulevées seront attaquées violemment par l'érosion, décapées complètement de leur série sédimentaire et érodées jusqu'à leur tréfonds cristallin ; de ceci résultera, comme il vient d'être dit, la sédimentation de flysch dans les zones voisines pour lesquelles c'est la période de comblement.

α) La « polarité orogénique ». Ces mouvements tecto-orogéniques du stade terminal manifestent une remarquable polarité, à savoir qu'ils se développent régulièrement de l'intérieur vers l'extérieur de chaque chaîne élémentaire (couple) ; ce fait est particulièrement manifeste dans les chaînes méditerranéennes et se traduit de deux

manières différentes : par l'existence d'une première période orogénique pendant le Crétacé dans les seules zones les plus internes de chaque chaîne élémentaire ; par le développement de l'orogénèse au cours de la seconde période orogénique de la fin du Crétacé à divers moments du Tertiaire.

• L'orogénèse crétacée.

1. Celle-ci est cantonnée aux rides internes de chaque couple, comme on peut s'en convaincre (fig. 8, profil 4) :

— par l'observation de ces zones soulevées pendant le Crétacé, comme on peut le faire dans les Hellénides par exemple ; ces observations sont, à la vérité, assez rares car d'une manière générale ces zones internes, comme nous le verrons, ont fait l'objet d'effondrements postérieurs à l'histoire géosynclinal et ne sont pas connues actuellement à l'affleurement ;

— par l'observation des flyschs résultant de ces orogénèses qui sont tous sédimentés dans le seul sillon interne eugéosynclinal sans qu'ils aient gagné ni la ride externe ni le sillon externe mio-géosynclinal (« effet de barrière en creux » du sillon eugéosynclinal) : en effet, toutes les chaînes élémentaires du cadre alpin de la Méditerranée sont caractérisées par l'existence d'un sillon interne où se développent des flyschs pendant le Crétacé (flyschs ultrarifain au Maroc, ultrakabyle en Algérie ; flyschs à Helminthoïdes et apparentés, ultrabriançonnais dans les Alpes occidentales ; argilloscisti, scisti galestrini, Alberese et séries apparentées dans l'Apennin ; flysch des zones dinariques internes en Yougoslavie ; premier flysch du Pinde dans les Hellénides, etc.), tandis que les zones externes voient se poursuivre la sédimentation caractéristique de chacune d'entre elles.

2. Ces mouvements d'âge crétacé ne semblent pas avoir donné, là où on les connaît, de structures tectoniques très importantes ; il faut faire toutefois une exception pour les Alpes orientales puisque les auteurs autrichiens rapportent le charriage de certaines nappes de couverture (nappes du Halstatt, des Plassen, etc.) à cette période (phase juvavique) et pour les Karpathes internes (dans les Monts Apuseni, « nappe des calcaires jurassiques » charriée vers l'extérieur — Est — sur le flysch barrémo-aptien) et les Karpathes méridionales (« nappe gétique » charriée vers l'extérieur — Sud-Est). Étant donné qu'il s'agit de nappes de couverture (sauf pour la nappe gétique), il est facile de comprendre que des surrections ait pu, au moins localement, amener des décollements donnant naissance à des charriages.

3. On sait que, localement, dans les zones externes, on connaît des plissements pendant le Crétacé, par exemple au Turonien dans le Dévoluy [Ch. Lory, 1860 ; Mercier, 1958] qui appartient au sillon miogéosynclinal dauphinois où se forment quelques plis, de direction W-E, transversaux par rapport aux structures tertiaires ; il en est de même dans les Babors [Caire, 1957] où se forment des plis et des écailles de couverture de direction W-E, cette fois-ci parallèles aux directions des structures tertiaires. C'est là une tectogenèse extrêmement limitée dans l'espace et qui relève toujours de glissements de couverture ayant pu se produire localement à la faveur de déséquilibres locaux. Cette activité orogénique, peu importante, est sans commune mesure avec ce qui vient d'être dit pour l'orogénèse crétacée des zones internes : il n'en résulte aucun flysch, elle n'a aucune généralité ¹³.

• *L'orogénèse tertiaire.* C'est la seconde et principale période tecto-orogénique dans toutes les chaînes du bassin méditerranéen ; c'est d'elle que résultent les structures les plus apparentes de ces chaînes.

La « polarité orogénique » s'y marque très clairement par la migration régulière de la tecto-orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de chaque chaîne élémentaire (couple) et par la migration concomitante des flyschs.

1. La *migration de l'orogénèse* (fig. 8, profil 6 à 9), bien qu'idée ancienne, n'est pas facile à démontrer d'une manière directe et convaincante.

Dans le cas le plus favorable, toutes les zones sont connues à l'affleurement et on peut dater la tecto-orogénèse de chacune d'entre elles. Il en est ainsi dans les *Hellénides* ; la tecto-orogénèse y date successivement de l'intérieur (NE) vers l'extérieur (SW) : de la fin du Crétacé pour la ride eugéantyclinale pélagonienne ; du cours de l'Éocène pour la zone subpélagonienne (marge externe de la ride pélagonienne) ; de l'Éocène supérieur pour le sillon eugéosynclinal du Pinde ; du cours de l'Oligocène pour la ride miogéantyclinale du Gavrovo ; de la fin du Miocène inférieur pour le sillon miogéosynclinal ionien ; de la fin du Miocène inférieur enfin, pour la ride d'Apulie avant-pays intermédiaire commun aux *Hellénides* d'une part et à l'Apennin d'autre part ; chacun de ces moments étant précisément fixé par l'âge des derniers terrains affectés, l'âge des premiers terrains discordants sur ceux-ci, l'âge enfin des conglomérats résultant de l'érosion des zones soulevées.

Ailleurs, dans certains cas favorables, on sait que la tectonique est ancienne dans les zones internes, récente dans les zones externes, sans avoir

de jalon bien précis entre les unes et les autres. Il en est ainsi des *Alpes occidentales* pour lesquelles l'on sait que la tectonique est anté-oligocène (anté-aquitaine exactement) dans les zones internes (discordance de l'Oligo-Miocène piémontais et ligure) et fini-miocène dans les zones externes (la molasse miocène est affectée par les accidents tectoniques les plus externes ¹⁴ : plis et

13. L'existence d'une discontinuité stratigraphique pendant le Crétacé supérieur est pourtant assez générale dans la zone dauphinoise : dans les chaînes subalpines septentrionales, le phénomène est surtout marqué par une « absence de sédimentation » et ne semble pas accompagné de discordance du Sénonien, ce qui assigne à ces régions la valeur d'un haut-fond, pendant le début du Crétacé supérieur ; or, le Dévoluy se trouve situé sur la limite sud de ce haut-fond, en marge de l'ex-fosse vocontienne ; de sorte que les quelques plis élémentaires de direction W-E, qui s'individualisent pendant le Turonien, sont peut-être dus à un glissement de couverture localisé sur la pente constituée par le bord méridional du haut-fond des chaînes subalpines septentrionales. De toute manière, le Dévoluy est repris dans l'orogénèse générale des Alpes à une période récente, postérieure aux formations caractérisées comme oligocènes et probablement contemporaine de la phase, connue dans les chaînes subalpines voisines, qui affecte les terrains miocènes.

14. Il est bien certain, par contre, que la zone dauphinoise a connu un certain nombre d'émersions bien antérieures à la fin du Miocène : pendant le Crétacé supérieur, nous l'avons vu précédemment, cette émigration étant localement accompagnée d'un plissement (Dévoluy) ; à la fin du Crétacé supérieur, époque à laquelle la zone dauphinoise est le siège d'une régression générale comme d'ailleurs tout l'avant-pays alpin ; à la fin de l'Éocène, l'Oligocène étant représenté par une molasse rouge continentale. Un certain nombre de transgressions marines suivent ces émersions : transgression locale du Sénonien, « reprises de sédimentation » ailleurs ; transgression de l'Éocène moyen et supérieur (flysch) ; transgression du Miocène enfin (molasse marine).

Mais émigration ne signifie pas pour autant tectonisation : il n'y a pas de discordance importante entre toutes ces formations, sauf très localement, dans le Dévoluy, entre le Sénonien et les terrains antérieurs ; la tectonique fondamentale, visible, grandiose, est postérieure à la molasse miocène ; les émersions antérieures n'ont fait, au mieux, que préparer les modalités de la tectonique fini-miocène.

Même dans la zone ultra-dauphinoise où la discordance de l'Éocène supérieur est la plus marquée (flysch éocène des Aiguilles d'Arve [Barbier, 1948]) et dans ce qui est plus ou moins son prolongement vers le Sud (grès du Champsaur éocènes qui sont transgressifs sur le socle du massif du Pelvoux), la tectonique principale est postérieure à cette *phase anténnummulitique* : la zone des Aiguilles d'Arve forme, comme l'a décrit R. Barbier, une vaste écaïlle à base de Trias, à sommet de flysch éocène des Aiguilles d'Arve, ce dernier étant engagé dans la tectonique paroxysmale.

Quelle que soit donc l'importance locale de ces mouvements antérieurs à la phase fini-miocène, ils ne sont que des détails, au mieux préparatoires des grandes structures à venir à la fin du Miocène ; cette histoire troublée du sillon dauphinois s'explique assez bien par son voisinage immédiat avec l'avant-pays : par exemple, la régression du Crétacé supérieur est commune à cet avant-pays et à la zone dauphinoise.

Il est certain que le sillon miogéosynclinal, lorsqu'il borde directement une aire continentale (comme c'est le cas, ici, pour les Alpes occidentales), procède quelque peu des événements

plis-failles de la zone dauphinoise, nappes helvétiques — et aussi nappes ultrahelvétiques et préalpines qui « arrivent » sur le pays molassique à la fin du Miocène). Il en est de même pour l'*Apenin* dont les structures sont également anté-oligocène (anté-aquitaine) dans l'intérieur (même discordance de l'Oligo-Miocène piémontais et ligure) et fini-miocène vers l'extérieur (Marches et Ombrie) : dans ce cas, d'ailleurs, la progression de l'orogénèse a été suivie avec beaucoup plus de précision que dans les Alpes occidentales.

Enfin, dans les cas les moins favorables, à la suite des effondrements de la période post-géosynclinal, seules les zones les plus externes de chaque couple sont connues ; dans ces conditions, on ne date que les phénomènes les plus récents qui concernent les zones externes ; et la genèse des

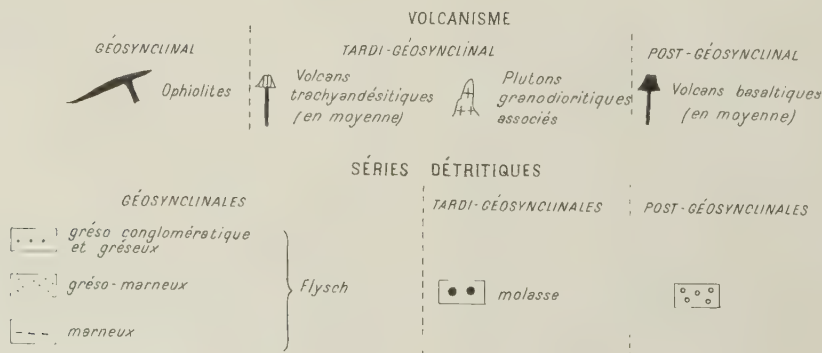
généraux qui affectent celle-ci ; en ce sens, c'est dans l'ensemble italo-dinarique, situé en pleine Mésogée, que les phénomènes sont les plus simples, parce que non troublés par les événements extérieurs.

Légende de la figure 8.

1 à 9 : PÉRIODE GÉOSYNCLINALE ET PÉRIODE TARDIGÉOSYNCLINALE. 1 et 2 : *stade d'individualisation de la période géosynclinal* ; on observera qu'il est plus ancien pour le sillon eugéosynclinal interne que pour le sillon miogéosynclinal externe (dans l'exemple des Hellénides, 1 : Trias supérieur ; 2 : Lias supérieur). — 3 à 5 : *stade d'état de la période géosynclinal* (3 : émission des ophiolites — au Jurassique supérieur en général — sur la marge de la ride eugéantyclinale ; 4 : orogénèse mésocrétacée limitée à la ride eugéantyclinale tandis qu'un flysch s'accumule dans le sillon eugéosynclinal qui n'est pas dérangé ; 5 : Crétacé sup.) (dans les Hellénides, 3 : Jurassique sup. ; 4 : Barrémien-Aptien ; l'orogénèse y affecte d'ailleurs, outre la ride eugéantyclinale, les zones plus internes ayant sens de zones intermédiaires de l'axe à symétrie centrifuge du bicouple Hellénides-Balkan : zone du Vardar, massif du Rhodope, ce dernier étant nettement un arrière-pays intermédiaire). — 6 à 9 : *stade d'orogénèse de la période géosynclinal et période tardigéosynclinal* ; le stade d'orogénèse est de plus en plus tardif vers l'extérieur ; corrélativement, le développement des fosses molassiques, tardigéosynclinales, est de plus en plus récent vers l'extérieur (dans les Hellénides, 6 : Maestrichtien à Éocène moyen ; 7 : Éocène supérieur ; 8 : Oligocène et Miocène inférieur ; 9 : Miocène supérieur). On observera en outre : la migration des flyschs de l'intérieur vers l'extérieur du couple par le double jeu du comblement des sillons dont l'effet de barrière en creux cesse (entre 6 et 7, le sillon eugéosynclinal est comblé et les matériaux terrigènes les plus fins gagnent les zones miogéosynclinales plus externes, qu'il s'agisse de la ride miogéantyclinale ou du sillon miogéosynclinal) et de la surrection progressive, de l'intérieur vers l'extérieur, des différentes zones isopiques (8, 9) : la cordillère issue de la tectonisation du sillon eugéosynclinal alimente la sédimentation du flysch dans le domaine miogéosynclinal (et, dans l'exemple des Hellénides, de l'intra-fosse

molassique) ; l'existence d'un volcanisme trachyandésitique, associé à des intrusions de granodiorites, dans le domaine de l'arrière-fosse molassique (9-10) (dans l'exemple des Hellénides, le volcanisme trachyandésitique est surtout connu dans l'arrière-fosse du Vardar) ; les intrusions granodioritiques sont également très nombreuses dans l'arrière-pays intermédiaire du Rhodope (= « noyau rhodopien » de J. H. Brunn).

10-11 : PÉRIODE POSTGÉOSYNCLINALE. Elle est marquée par des mouvements verticaux consistant en surrections d'une part, et effondrements d'autre part, ces derniers affectant essentiellement les zones internes. Dans les Hellénides, il y a deux séries d'effondrements synchrones : les uns dans les zones internes, « effondrements égéens », d'où résulte la mer Égée ou, en Grèce septentrionale, des lacs plio-quaternaires (par exemple, plaines de Thessalie) ; les autres dans les zones externes, « effondrements ioniens », d'où résulte la mer Ionienne. Ces mouvements sont synchrones ; ils s'amorcent dans une première phase qui date de la fin du Miocène (Pontien) (10) — ceci non seulement dans les Hellénides, qui ont inspiré cette figure, mais dans l'ensemble du domaine méditerranéen — et se poursuivent par des répliques au cours du Plio-Quaternaire (11), notamment à la limite Pliocène-Quaternaire. Les séries détritiques qui en résultent, s'accumulent dans des bassins d'effondrement sous des épaisseurs puissantes (dans les Hellénides, Pliocène du golfe de Corinthe, dans les zones externes ; dans les zones internes, les effondrements ont limité des bassins lacustres plio-quaternaires où se sont accumulées d'importantes couches de lignite). On observera le volcanisme final, essentiellement basaltique, qui n'est plus aussi nettement cantonné dans les zones internes ; dans l'exemple considéré des Hellénides, il est surtout développé sur le bord externe de la ride eugéantyclinale ; ailleurs, il peut même très largement déborder sur les zones plus externes (cf. fig. 4).



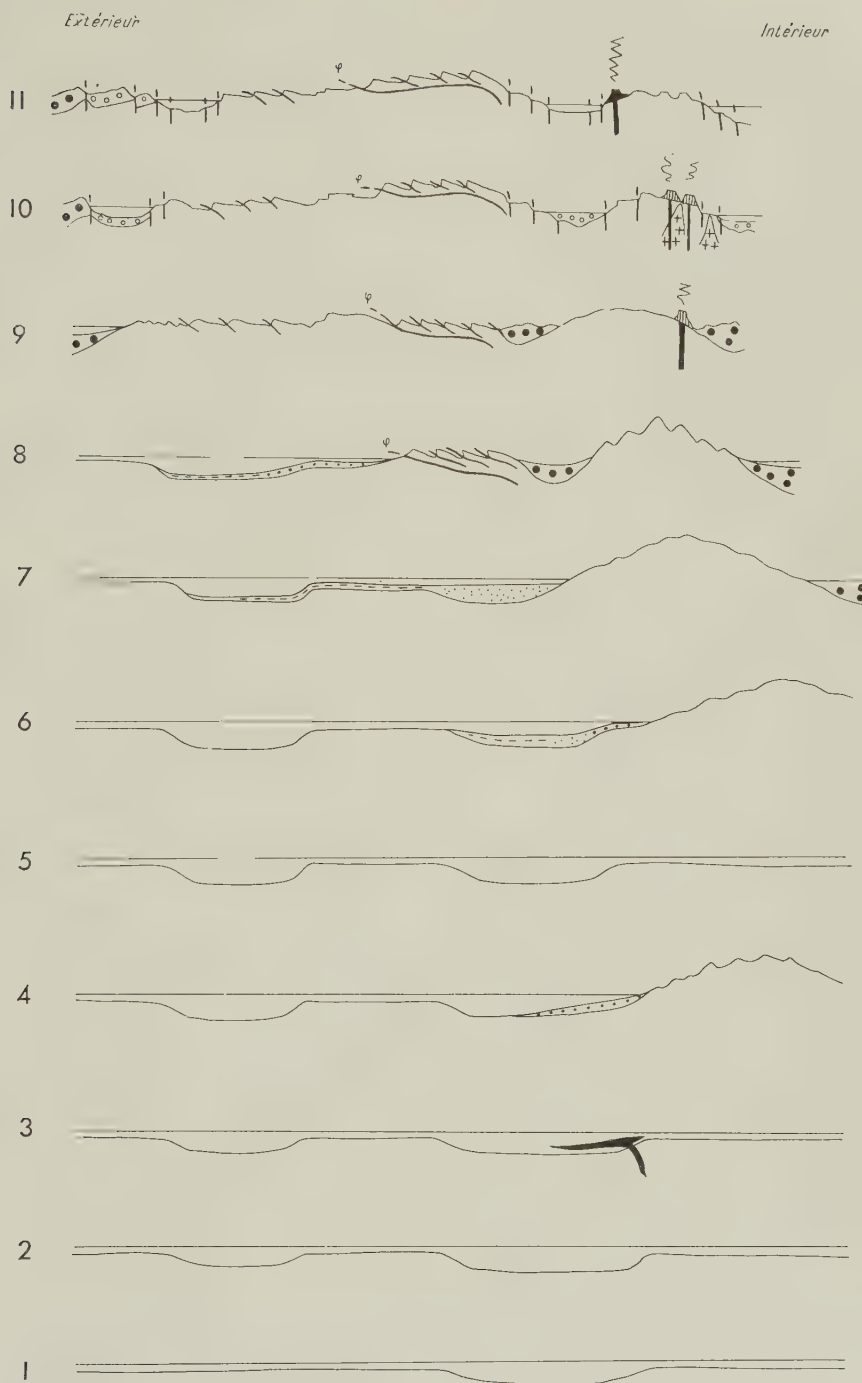


FIG. 8. — Schéma de l'évolution paléogéographique et du développement tecto-orogénique d'un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal d'après l'exemple du cycle alpin.

Cette figure, inspirée par l'évolution des Hellénides, est schématisée ; pour plus de précision dans le détail on consultera la planche hors-texte dans J. AUBOUIN [1958] et les explications détaillées correspondantes dans le texte.

structures tectoniques peut paraître due à une seule phase tectonique quasi instantanée, en général récente et rapportée au Miocène. Il en est ainsi de l'Afrique du Nord où la mise en place des nappes issues du sillon miogéosynclinal tellien (nappes telliennes) et des nappes issues du sillon eugéosynclinal méditerranéen (nappes des flyschs ultrarifains et ultrakabyles) est à rapporter au Miocène inférieur en Algérie, au Miocène moyen au Maroc. Or, il est bien certain que dans les chaînes où l'on connaît l'ensemble des zones à l'affleurement, si l'orogénèse « arrive » bien vers le Miocène inférieur dans les zones externes, elle est « partie » des zones internes beaucoup plus tôt. Certaines nappes de couverture issues des zones internes (notamment les nappes de flysch issues du sillon eugéosynclinal) arrivent dans les zones externes vers la fin de l'Oligocène ou le début du Miocène et continuent de s'y propager jusqu'à des moments variés du Miocène ; or, on a la certitude que ces nappes se sont mises en marche beaucoup plus tôt : ainsi, dans les Hellénides, on sait que l'éjection de la nappe du Pinde, à partir du sillon eugéosynclinal, s'est produite à l'Éocène supérieur et que la nappe s'est avancée sur la ride miogéantyclinale du Gavrovo pendant la totalité de l'Oligocène ; dans les Alpes occidentales, on sait que certaines nappes de couverture, d'origine interne, forcément parties avant l'Oligocène transgressif et discordant, ne sont arrivées sur les zones externes que beaucoup plus tard, à la limite au Miocène supérieur ; certains auteurs suisses ont pu, par l'analyse des matériaux détritiques des séries molassiques, suivre la progression de certaines nappes ultrahelvétiques et préalpines. Ce serait donc une erreur que de dater le développement d'une nappe de couverture d'origine interne sur le seul moment de son arrivée sur les zones externes.

2. A ceci s'ajoutent des arguments indirects résultant de l'étude de l'âge des flyschs dans chaque chaîne élémentaire.

Comme nous l'avons vu (cf. p. 646), les flyschs se sédimentent dans tout l'espace compris entre la cordillère soulevée, productrice de matériaux terrigènes, et le premier sillon du côté externe, lequel arrête ces matériaux terrigènes jusqu'à ce qu'il soit comblé (« effet de barrière en creux »).

Or, il est bien clair que, dans toutes les chaînes considérées, les flyschs migrent régulièrement dans le temps de l'intérieur vers l'extérieur de chaque chaîne élémentaire (couple). Cette migration se manifeste d'ailleurs de deux manières complémentaires (fig. 8, profils 6 à 8) :

— par l'âge de plus en plus récent du début

de la sédimentation du flysch de l'intérieur vers l'extérieur ;

— par l'âge de plus en plus récent de la fin de la sédimentation du flysch de l'intérieur vers l'extérieur de chaque chaîne élémentaire considérée.

A chaque moment, l'origine sédimentaire du flysch est dans une zone plus interne que celle dans laquelle il se sédimente ; en fonction de la migration de l'orogénèse, cette zone productrice de matériaux clastiques est de plus en plus externe dans le temps. « La migration du flysch précède dans le temps et dans l'espace la migration de l'orogénèse » [Aubouin, 1958, 1959 a, et c] ¹⁵.

β) Les structures résultant de la tecto-orogénèse du stade terminal. Celles-ci sont extrêmement caractéristiques et, par-delà des différences qui caractérisent chaque chaîne, peuvent se ranger dans des rubriques comparables.

1. Les structures rencontrées dans les zones externes miogéosynclinales sont d'un type banal qui s'apparente au style intracontinental (cf. J. Aubouin [1961 a]). Quelle que soit la chaîne considérée :

— la tectonique du sillon externe miogéosynclinal peut être attribuée, soit au style de couverture (en général modeste ; parfois grandiose : nappes helvétiques du sillon dauphinois des Alpes occidentales, nappes telliennes du sillon tellien d'Afrique du Nord) avec les décollements correspondants, soit au style de socle et au style de revêtement qui en résulte dans la couverture sédimentaire (parfois grandiose : « plis de fond » des massifs cristallins externes dans le sillon dauphinois) ;

— la tectonique de la ride externe miogéantyclinale peut également être attribuée, soit au style de couverture (par exemple les « écaillés briançonnaises » (cf. M. Lemoine [1952]), soit au style de socle et au style de revêtement subordonné (par exemple : chevauchement de la ride briançonnaise sur le sillon dauphinois ; de la ride kabylo-rifaine sur le sillon tellien, etc.).

2. Les structures rencontrées dans les zones internes eugéosynclinales sont seules caractéristiques du style géosynclinal (fig. 8, profil 9) :

— le matériel sédimentaire du sillon interne eugéosynclinal donne naissance à de grandes nappes de couverture, charriées vers l'extérieur, très sou-

15. Sur cette question de la provenance sédimentaire du flysch, voir également J. Aubouin [1961 b, p. 11-15].

vent constituée de *flysch* (précoces) pour l'essentiel ; elles sont parfois divisées en plusieurs nappes élémentaires par le phénomène de « diverticulation » défini par M. Lugeon [1943]. Ces nappes de *flysch* d'origine interne (ou les nappes de même origine quoique plus pauvres en *flysch* — nappe du Pinde dans les Hellénides, par exemple), sont maintenant connues dans la plupart des chaînes du domaine méditerranéen : elles reposent le plus généralement sur la ride miogéantyclinale externe mais atteignent souvent le sillon miogéosynclinal ;

— le socle de la ride eugéantyclinale est en général charrié sur le matériel sédimentaire du sillon eugéosynclinal ; étant donné qu'en bordure externe de la ride eugéantyclinale, à la limite du sillon eugéosynclinal, se situent les épanchements ophiolitiques principaux, bien souvent cette nappe de socle est précédée par une nappe ophiolitique (qui constitue, en quelque sorte, son « béliet » avant-coureur), elle-même charriée sur le matériel sédimentaire du sillon eugéosynclinal.

3. Étant donné que les effondrements de la période post-géosynclinale (fig. 8, profils 10-11) affectent préférentiellement les zones internes comme nous le verrons, les édifices tectoniques résultant de la tecto-orogénèse de chaque couple élémentaire sont plus ou moins complètement accessibles à l'observation dans les chaînes du bâti alpin de la Méditerranée.

Les zones externes, issues de la tectonisation du sillon miogéosynclinal et de la ride miogéantyclinale, sont toujours connues à l'affleurement :

— le sillon miogéosynclinal est en général connu dans son entier ; l'importance de la tectonisation y est variable, modeste parfois (sillon ionien dans les Dinarides, sillon de Marches et d'Ombrie dans les Apennins), parfois très forte (nappes de couverture du sillon tellien en Afrique du Nord, du sillon dauphinois dans les Alpes occidentales — nappes helvétiques en Suisse — ; vastes plis de fond comme ceux donnant naissance aux massifs cristallins externes dans le sillon dauphinois des Alpes occidentales) ;

— la ride miogéantyclinale est connue également partout, mais elle est parfois réduite par les effondrements post-géosynclinaux (cas de l'Afrique du Nord où elle n'est représentée que par une suite d'amygdales formant le « bourrelet kabylo-rifain ») ; là encore, l'importance de la tectonisation est variable : la ride miogéantyclinale peut chevaucher le sillon miogéosynclinal externe (cas de la ride kabylo-rifaine en Afrique du Nord, de la ride briançonnaise dans les Alpes occidentales) ou ne pas le chevaucher (cas de la ride du Gavrovo dans les Hellénides) ; sa couverture peut se décol-

ler et donner naissance à des « écailles » d'importance plus ou moins grande et qui ont été parfois appelées « nappes » (par exemple, dans les Alpes occidentales, les nappes briançonnaises dans la région de Briançon que P. Termier désignait d'ailleurs sous le nom d'écailles).

Les zones internes, issues de la tectonisation du sillon eugéosynclinal et de la ride eugéantyclinale, ne sont pas toujours connues à l'affleurement dans toutes les chaînes du bâti alpin de la Méditerranée : en effet, comme nous le verrons, elles sont le siège préférentiel des effondrements caractéristiques de la « détumescence » post-géosynclinale ; aussi, sont-elles aujourd'hui souvent effondrées, soit sous des bassins sédimentaires plus récents, soit — ce qui revient au même — sous la mer.

— les nappes de couverture originaires du sillon eugéosynclinal interne sont néanmoins connues partout :

o soit que le sillon soit connu dans son entier (cas du sillon du Pinde d'où provient la nappe du Pinde, dans les Hellénides ; cas qui est presque celui du sillon piémontais d'où proviennent la nappe des schistes lustrés, la nappe du *flysch* à Helminthoïdes et les nappes apparentées, dans les Alpes occidentales),

o soit qu'on ne connaisse que ces nappes charriées sur les zones plus externes (cas de « l'allochtone » — argiloscisti, scisti galestrini, Alberese, etc., « argille siagliese l. s. » — dans l'Apennin septentrional ; cas des nappes de *flysch* ultrakabyles et ultrarifaines en Afrique du Nord) ;

— la nappe ophiolitique, plus interne, est encore connue presque partout, soit dans son entier (cas de la nappe subpélagonienne dans les Hellénides), soit en très grande partie (cas de l'Apennin, cas des Alpes occidentales)¹⁶ ; mais elle peut manquer ce qui est le cas de l'Afrique du Nord.

16. Encore que, dans les Alpes occidentales comme dans l'Apennin, les ophiolites ne forment peut-être pas une nappe autonome. Dans les Alpes occidentales, la position des ophiolites associées aux schistes lustrés est peu claire, d'autant plus que la stratigraphie des schistes lustrés est pratiquement inexistante étant donné leur métamorphisme. Dans l'Apennin, la situation est sensiblement la même ; toutefois, étant donné le moindre métamorphisme de la série subordonnée aux ophiolites, les choses sont un peu plus claires et il semble bien que, d'après les travaux récents (cf. P. Elter [1960]), au-dessus d'une nappe plus ou moins diverticulée, constituée de faciès flyschoides d'âge crétaqué « nappe de l'Alberese » vient une unité tectonique supérieure, la série ophiolitifère couronnée par des flyschs grossiers, — arenarie superiore — (« nappe des argiles à ophiolites ») surmontée à son tour par la nappe du *flysch* à Helminthoïdes, tout à fait identique à celle des Alpes voisines ; la série ophiolitique semble donc former une nappe autonome, dans l'Apennin septentrional.

Note ajoutée pendant l'impression. Dans un travail qui vient de paraître, P. Elter, D. Haccard, M. Lanteaume et G. Raggi (Osservazioni sui rapporti tra flysch ad Elmintoidi ed Arenaria

A la vérité, cette question de l'absence des ophiolites dans les chaînes nord-africaines est très remarquable et semble les différencier fondamentalement des autres chaînes alpines du bassin méditerranéen auxquelles elles sont, pour le reste, tout à fait comparables comme l'ont montré les travaux récents de M. Durand Delga et M. Mattauer (1959, 1960) ; on y connaît, en effet, un sillon externe miogéosynclinal, le sillon tello-rifain ayant donné naissance à des nappes de couverture comme les nappes telliennes [Caire, 1957 ; Mattauer, 1958] ; une ride miogéantyclinale kabylo-rifaine chevauchant le sillon tellien ; des nappes de flysch allant du Tithonique au Tertiaire, originaires d'un sillon eugéosynclinal situé au Nord de la ride kabylo-rifaine et charriées par-dessus celle-ci pour venir reposer sur le sillon tellien externe [Durand Delga, 1956 a, 1960, 1961 ; Durand Delga et Mattauer, 1959, 1960] ; après quoi, la ride kabylo-rifaine a chevauché l'ensemble du sillon tellien et des nappes de flysch « ultrakabylo » ou « ultrarifaine ». Cette structure est tout à fait comparable à celle des Alpes occidentales, le sillon tello-rifain jouant le rôle du sillon dauphinois, les nappes de flysch ultrarifaines ou ultrakabylo jouant le rôle des nappes de flysch ultrabriançonnais de l'Ubaye ou de la Ligurie occidentale [Lantéaume, 1958], la ride kabylo-rifaine le rôle de la ride briançonnaise. Mais là s'arrête la comparaison car, dans les Alpes occidentales, sont connues, en outre, la nappe des schistes lustrés et les ophiolites associées.

Pour être exacte, la comparaison Alpes occidentales-Afrique du Nord doit justement préciser que l'affaissement postgéosynclinal de la Méditerranée occidentale n'a laissé subsister du dispositif nord-africain que le sillon miogéosynclinal et une partie de la ride miogéantyclinale, ayant fait disparaître sous la mer les zones plus internes, sillon eugéosynclinal (connu par la nappe de flysch qui en est issu) et ride eugéantyclinale qui devait border celui-ci vers le Nord et lui fournir les matériaux détritiques générateurs des flyschs. Il faut donc comparer l'Afrique du Nord aux Alpes occidentales, comme si la mer recouvrait la totalité des zones internes de celles-ci et venait battre la côte aux environs de Briançon ; dans ces conditions, rien ne serait connu à l'affleurement des zones internes (notamment ni schistes lustrés, ni ophiolites) sauf les nappes de flysch qui, « parties » de ces zones internes, ont atteint les zones externes (nappe du flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye, de la Ligurie occidentale et nappes apparentées). Cette réserve faite, l'Afrique du Nord est tout à fait comparable aux Alpes occidentales... réduites aux zones externes ; notamment, aucune roche verte ne serait connue dans les Alpes occidentales, sauf certains éléments appartenant à une nappe très élevée dans les Préalpes, la nappe de la Simme ¹⁷.

On peut donc se demander si l'absence de roches vertes en Afrique du Nord n'est pas simplement une absence d'affleurement ; car, en effet, les flyschs d'origine interne charriés sur le sillon tellien commencent au Tithonique ; rien n'est donc connu de la série antéthionique du sillon interne ; or, dans tout le bassin méditerranéen, les ophiolites sont précisément antéthioniques, qu'il s'agisse de l'Italie, des Dinarides et même des Alpes occidentales (encore que là l'âge en soit connu avec moins de certitude). Dans ces conditions, les anomalies de pesanteur (anomalies de Bouguer) positives, constatées au large des côtes d'Afrique du Nord, pourraient peut-être correspondre à ces zones d'ophiolites demeurées dans leur sillon d'origine ; mais ceci n'est qu'une hypothèse.

— *le socle de la ride eugéantyclinale, la plus interne — et sa couverture —, est le plus rarement*

connu à l'affleurement, étant le plus souvent effondré : on le connaît dans les Dinarides où il chevauche, par l'intermédiaire d'un béliet ophiolitique (nappe subpélagonienne), la série du sillon eugéosynclinal ; on le connaît dans les Alpes occidentales (zone d'Ivrée) où il est charrié également sur le contenu sédimentaire du sillon eugéosynclinal piémontais (nappe de la Dent Blanche) ; dans les Alpes orientales enfin (Austro-alpin inférieur), quoique, comme nous allons le voir, le phénomène y soit quelque peu particulier.

On voit donc que, dans ces conditions, *l'édifice tectonique le plus complet est celui des Hellénides, le moins complet est celui de l'Afrique du Nord* ; ceci en fonction d'effondrements post-géosynclinaux plus marqués ici que là. C'est l'occasion de rappeler une nouvelle fois l'intérêt de ces secteurs de la Méditerranée orientale qui montrent, à l'affleurement, ces zones internes qui « manquent » plus ou moins partout ailleurs ¹⁸.

superiore nell'Appennino ligure e nelle Alpi Marittime. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 80, 1961) montrent que la série des « Arenarie superiore » est d'âge crétacé supérieur, équivalente stratigraphiquement de l'Alberese d'une part et du Flysch à Helminthoïde d'autre part ; ils donnent ainsi une image paléogéographique cohérente des zones internes — eugéosynclinales apenniniques ; car jusqu'alors on attribuait la série des « Arenarie superiore » à l'Oligocène, par comparaison avec le Macigno toscan, ce qui posait des problèmes paléogéographiques et tectoniques aux solutions très compliquées et « peu convaincantes » comme le soulignent les auteurs.

On remarquera alors que, dans ces zones internes — eugéosynclinales — apenniniques, à âge égal, le faciès du flysch crétacé supérieur est plus grossier vers l'intérieur (Arenarie superiore) que l'extérieur (Alberese). Ce granoclassement latéral des flyschs crétacés supérieurs doit permettre de préciser la configuration du sillon apenninique eugéosynclinal ; et par la même occasion, ses relations avec le sillon alpin eugéosynclinal (des flyschs à Helminthoïdes) de façon à montrer s'il en est distinct ou bien s'il ne forme qu'un avec lui (cette dernière hypothèse est celle qu'envisagent les auteurs précités et qui est l'une de celles envisagées ici, p. 641 ; dans ce dernier cas se pose alors le problème de l'origine sédimentaire des matériaux du flysch, à la solution duquel répondait la notion de « Paleopennin » d'autres auteurs (Merla, Migliorini, Trevisan)).

17. Sur ce point, voir les observations de P. Fallot et de J. Aubouin à la communication de M. Durand Delga et M. Mattauer [1960].

18. Ces structures du couple élémentaire posent la classique question du « raccourcissement ».

En effet, le charriage des zones internes implique un raccourcissement, non seulement au niveau de la couverture mais au niveau du socle.

Or, en général, on n'envisage ce raccourcissement qu'à l'échelle d'un seul couple, de sorte qu'on l'attribue au charriage d'un arrière-pays ; l'exemple le plus classique est celui du « traineau écraseur » des Dinarides (P. Termier), responsable des charriages alpins (Alpes orientales) ; nous verrons que cet exemple, pour grandiose qu'il soit, est extrêmement particulier et ne rend pas compte des structures du couple élémentaire.

Le type de groupement le plus fréquent étant le bicoUPLE à symétrie centrifuge — chaîne à double déversement —, les au-

γ) *Le cas des Alpes orientales : les mouvements longitudinaux.*

1. On connaît dans les Alpes orientales un édifice extrêmement complexe de *nappes de charriage* (*Austrides*) comprenant à la base des *nappes de socle* (nappes inférieures de l'Err et de la Bernina, peut-être comparables à la nappe de la Dent Blanche; nappes supérieures de Campo, de la Silvretta, de l'Oetzal et, plus à l'Est, des Mur Alpen, etc.) surmontées par des *nappes de couverture* primaire (zone des Grauwackes) et secondaire (Alpes calcaires septentrionales); ces dernières étant probablement la couverture sédimentaire des nappes de socle considérées (cf. P. Fallot [1955]).

L'autochtone relatif est l'ensemble des Alpes occidentales, avec leur structure caractéristique, apparaissant, soit en fenêtres sous les nappes austroalpines (fenêtre de l'Engadine, fenêtre des Hohe Tauern dont les Budnerschiefer seraient l'équivalent des schistes lustrés) soit au front et en-dessous de celles-ci (flyschs ultrahelvétiques et apparentés formant une sorte de trottoir à l'avant et en-dessous des Alpes calcaires septentrionales; unités à faciès helvétique, apparaissant localement — région de Salzbourg, par exemple — sous ces unités de flysch tithonique-crétacé).

L'allochtone est la totalité de l'ensemble italo-dinarique charrié obliquement sur les Alpes occidentales (qui sont donc les Alpes vraies). Ce fait se déduit entre autres (cf. Aubouin [1960] et fig. 4):

— de l'obliquité des structures italo-dinariques par rapport aux structures alpines;

— de l'obliquité beaucoup plus caractéristique des zones isopiques italo-dinariques dont on retrouve le prolongement dans les Alpes calcaires méridionales où elles se raccordent les unes aux autres par une série de boucles successives.

2. Le charriage des Alpes orientales n'est donc pas du tout comparable à ceux qui ont été décrits comme caractéristiques de la structure du couple miogéosynclinal-eugéosynclinal: ici, *c'est l'ensemble italo-dinarique dans son entier*, constitué d'un bicoUPLE à symétrie centripète, *qui est charrié longitudinalement, suivant son axe, sur les Alpes occidentales* constituées, elles, d'un seul couple bordant le continent européen [Aubouin, 1959 c, 1960]; il en résulte un certain nombre de conséquences:

— que l'ensemble italo-dinarique a subi une translation longitudinale d'ensemble, dans le sens SE-NW, parallèlement à son axe (tectogenèse des Alpes orientales);

— qu'on doit trouver, dans les zones internes italo-dinariques, de vastes accidents longitudinaux ayant permis ce mouvement longitudinal,

en désolidarisant l'ensemble italo-dinarique des Alpes occidentales à l'Ouest (zone de Sestri-Voltaggio? comme j'en ai émis l'hypothèse [1960]) et de la suite Karpathes-Balkan à l'Est (zone du Vardar? cf., J.-H. Brunn [1960]);

— que les charriages du type « Alpes orientales » sont limités au seul secteur situé « en bout » de l'ensemble italo-dinarique, celui-ci considéré selon sa direction axiale; tandis qu'à l'Ouest comme à l'Est se retrouvent les structures correspondant au couple bordant le continent européen, Alpes occidentales à l'Ouest, Karpathes à l'Est;

— que le charriage des Alpes orientales est le dernier de tous les événements affectant l'ensemble italo-dinarique, ce qui pose le problème de concilier sa chronologie avec celle des autres mouvements connus tant dans l'Apennin d'une part, que dans les Dinarides d'autre part, lesquels présentent la polarité dont j'ai précédemment parlé.

Telles sont donc les caractéristiques fondamentales du géosynclinal élémentaire, bref du couple eugéosynclinal-miogéosynclinal, à la lumière de sa constitution dans les chaînes alpines du cadre méditerranéen. On voit qu'il est difficile de résumer en peu de mots le « type d'organisation » et le « type d'évolution » géosynclinal du couple et les résultats de cette évolution. J'ai préféré décrire précisément — quoique d'une manière brève imposée par les limites de cette publication — la complexité réelle des phénomènes; loin d'obscurcir la notion de géosynclinal, cette description précise est susceptible de l'éclaircir, dans la mesure où elle accorde aux phénomènes géologiques toute la complexité du réel.

Résumer les pages précédentes serait reproduire la table des matières ou bien reprendre la première partie de ce travail qui concernait l'examen préliminaire de la notion de géosynclinal. Je crois préférable de ne pas répéter davantage et d'examiner dès maintenant le destin de ces édifices résultant de l'évolution de la période

teurs situent alors le raccourcissement entre les deux avant-pays; dans cette hypothèse, les charriages dus au rapprochement des avant-pays de chaque couple supposent, comme points fixes les arrière-pays... (cf. R. W. Van Bemmelen [1954]; L. Glangeaud [1957], etc.).

Enfin, le cas de l'ensemble Alpes occidentales-Apennin-Dinarides-Karpathes pose un problème très remarquable: en effet, entre les avant-pays des Alpes occidentales et de l'arc karpatho-balkanique, se situe la somme des raccourcissements correspondant à chacune des chaînes élémentaires (Alpes occidentales + Apennin + Dinarides + Karpathes ou Balkan); ce qui suppose un rapprochement considérable de ces deux avant-pays; or, ce ne sont pas deux avant-pays, mais le même, c'est-à-dire le continent européen... Il y a là un problème qui méritait d'être posé.

géosynclinale pendant les périodes postérieures, successivement tardi-géosynclinale et post-géosynclinale.

B) LA PÉRIODE TARDIGÉOSYNCLINALE.

1. La période tardigéosynclinale suit immédiatement la précédente ; on remarquera qu'en fonction de la polarité orogénique, *elle est*, dans l'absolu, *plus précoce dans les zones internes que dans les zones externes* (fig. 8, profils 6 à 9). Cette période tardigéosynclinale est caractérisée par l'individualisation d'unités isopiques dont les caractères sont les suivants :

- leurs séries sédimentaires sont discordantes sur les terrains formant l'armature de la chaîne considérée ; par là même se marque qu'elles succèdent à la tecto-orogénèse géosynclinale ;

- leurs séries sédimentaires sont détritiques et très puissantes ; on leur accorde généralement le sens d'une molasse ; par là se manifeste leur liaison avec les reliefs mis en place par la tecto-orogénèse du stade géosynclinal terminal ; on remarquera d'ailleurs que les accumulations molassiques sont beaucoup plus puissantes que les accumulations de flysch ¹⁹ ;

- leur morphologie est guidée par celle du géosynclinal préexistant ; elles sont limitées par des cordillères nées aux dépens des rides ou des sillons géosynclinaux, lesquelles ont conservé, en gros, les directions isopiques géosynclinales ; par là se manifeste leur individualisation synchrone et immédiatement postérieure au stade d'orogénèse (terminal) de l'histoire géosynclinale ;

- leurs terrains sont beaucoup moins tectonisés que ceux de la période géosynclinale précédente ; mais il ne serait pas exact de dire qu'ils sont post-tectoniques puisque ces fosses molassiques sont elles-mêmes affectées par une tectonique qui, pour être modeste, n'est pas négligeable ; c'est pourquoi j'ai préféré dire « tardi-tectonique » ou plutôt « tardigéosynclinal ». En effet, ces fosses s'individualisant entre des cordillères nées de l'orogénèse du stade terminal de l'histoire géosynclinale, il peut arriver que des glissements de couverture se poursuivent ou se déclenchent sur les flancs de ces cordillères ; de sorte qu'il ne sera pas rare d'observer des unités de couverture venant reposer sur des formations molassiques. C'est notamment le cas dans le secteur septentrional des Alpes occidentales où l'on sait que les nappes helvétiques, les nappes ultrahelvétiques et préalpines associées sont venues reposer jusque sur le bord du sillon molassique périalpin ; c'est vrai à plus petite échelle dans le

secteur méridional des Alpes occidentales où, dans l'arc de Castellane, on peut voir les écaillles de couverture venir reposer sur le Miocène du sillon molassique (plateau de Valensole).

Ces unités isopiques ont donc le sens de « *fosses molassiques* » et se distribuent d'une manière caractéristique par rapport aux chaînes considérées ; généralement, elles se développent, soit à l'arrière (*arrière-fosses*), soit à l'avant de l'édifice considéré (*avant-fosses*) ; plus rarement, elles se situent dans l'intérieur même de la chaîne considérée (*intra-fosses* = « bassin intramontagneux » des auteurs).

De la polarité orogénique du stade terminal de la période géosynclinale, il résulte que les arrière-fosses sont d'une individualisation plus précoce que les avant-fosses. Mais ceci n'est valable que dans l'absolu car, relativement, les unes comme les autres s'individualisent immédiatement après le stade terminal ; c'est simplement l'âge de celui-ci qui n'est pas le même à l'intérieur et à l'extérieur de la chaîne. Ainsi, dans les Hellénides, l'arrière fosse du Vardar, la plus interne, s'individualise au cours de l'Éocène supérieur, l'intra-fosse mésohellénique s'individualise à l'aurore de l'Oligocène, l'avant-fosse du Molise s'individualise au Miocène supérieur ²⁰.

2. Cette période tardigéosynclinale est accompagnée d'une activité magmatique extrêmement importante qui correspond, en gros, au magmatisme « post-orogénique » ²¹ (fig. 4 ; fig. 8, profil 9).

En effet, dans le domaine alpin de la Méditerranée, si l'on connaît des phénomènes de métamorphisme à rapporter à l'époque alpine (schistes lustrés dans le sillon piémontais des Alpes occidentales), ce métamorphisme semble, d'une part, postérieur à la tectonique comme l'ont montré divers auteurs (cf. *supra*, p. 634), d'autre part antérieur aux séries tardi-tectoniques puisqu'aussi bien celles-ci transgressent sur les schistes lustrés métamorphiques sans être elles-mêmes métamorphisées. Ce sont là des indications d'une activité métamorphique et sans doute magmatique, synorogénique, qui est très loin encore d'être débrouillée.

Par contre, le magmatisme qui accompagne les séries tardigéosynclinales est fort bien connu : c'est en tenant compte des décalages existant dans

19. L'ordre de grandeur des épaisseurs est d'environ 5 000 m pour les molasses, 1 000 m pour les flyschs.

20. L'expression « after deep » proposée par H. J. Mac Gillavry [1961] leur convient parfaitement, dans la mesure où elle situe *chronologiquement* ces fosses molassiques qui, spatialement, sont des avant-, intra-, arrière-fosses.

21. « Magmatisme tardi-orogénique » serait donc une expression préférable par souci d'homogénéité terminologique ; mais elle a déjà un autre sens...

l'individualisation des unités tardi-tectoniques (cf. *supra*), le volcanisme oligo-miocène de la Méditerranée et les intrusions magmatiques associées. Il s'agit essentiellement :

— d'un *volcanisme andésitique* en moyenne (laves dites « intermédiaires »), encore que certaines éruptions peuvent être basaltiques et d'autres rhyolitiques (volcanisme subséquent de H. Stille). Les témoins les plus remarquables sont situés :

o en Méditerranée orientale où ils sont développés dans la zone médiane du couple à symétrie centrifuge Dinarides-Balkan ou Pontides-Torides (masse considérable des trachy-andésites de la Turquie centrale, des îles de l'Égée septentrionale [Davis, 1958, 1960], de la Macédoine [Mercier, 1960], de la Serbie centrale ; formations « Andésit-Hornstein » de B. Ciric et S. Karamata [1960]) ;

o en Méditerranée occidentale, en Afrique du Nord où ils sont situés dans une position plus externe le long du littoral ou dans les îles plus septentrionales (La Galite), selon une bande résultant de la tectonisation de la ride kabylo-rifaine et des zones attenantes (L. Glangeaud, M. Durand Delga, J. Hilly, etc.) ;

— d'un *plutonisme granodioritique* en moyenne, encore que certains batholites soient dioritiques ou granitiques (plutonisme intercédant de H. Stille) plus ou moins associé aux éruptions précédentes. On en connaît des témoins :

o en Méditerranée orientale, dans la zone médiane du couple à symétrie centrifuge Dinarides-Balkan ou Pontides-Torides (granodiorites postérieures et intrusives dans certaines parties du complexe trachyandésitique, antérieures à d'autres ; « granites » métallifères de la Macédoine et de la Serbie centrale en Yougoslavie : massif du Kapaonik, de Rudnik, etc. (cf. Ciric et Karamata [1960]) ;

o en Méditerranée occidentale, dans les îles de la mer Tyrrhénienne septentrionale (granites du mont Capanna dans l'île d'Elbe ; île de Giglio, de Monte-Cristo, etc.) où ils se situent au voisinage de l'axe de symétrie centrifuge du couple Alpes occidentales-Apennin ; en Afrique du Nord, le long du littoral et dans l'île de La Galite, des granodiorites, des diorites, des granites sont associés aux formations volcaniques oligo-miocènes (L. Glangeaud, M. Durand Delga, J. Hilly).

Les granites, granodiorites et diorites du versant sud des Alpes orientales appartiennent à cette famille (massifs tonalitiques en général : Adamello, Bergell, etc.).

Donc, il y a là un magmatisme à caractère « intermédiaire » — sialo-simique —, cantonné essentiel-

lement aux zones internes des couples à symétrie centrifuge. L'interprétation qui lui est en général donnée est celle d'une « *palingénèse* » par remise en mouvement d'une partie de la croûte sialique, suivie d'une « *hybridation* » avec le magma simique ; ces phénomènes se produisant à la faveur de la formation d'une « racine » sialique sous les chaînes nouvellement formées et notamment dans l'axe de celles-ci.

3. Néanmoins, le magmatisme peut déborder le domaine de la chaîne géosynclinale : comme on le sait, dans l'avant-pays alpin un volcanisme oligo-mio-pliocène est connu, synchrone du volcanisme tardigéosynclinal — et postgéosynclinal — des chaînes alpines. C'est un volcanisme essentiellement trachyandésitique où la proportion des basaltes, toujours présents, est variable²² ; on le connaît dans le Massif central français (trachyandésite et phonolite du Mont-Dore, du Cantal, du Velay ; Miocène supérieur-Pliocène inférieur), dans l'ensemble Vosges-Forêt Noire (Kaiserstuhl : téphrites — associées à des intrusions d'essexites — et phonolites ; Miocène moyen), en Bohême (volcanisme du fossé de l'Eger et de Karlsbad — Karlovy-Vary — notamment le Duppauer Gebirge : trachytes, phonolites, basaltes d'âge oligocène supérieur et surtout miocène et pliocène) et, plus à l'extérieur encore, dans le massif schisteux rhénan et ses environs : volcanisme des Sieben Gebirge près de Bonn (trachytes, andésites, phonolites, basaltes, Oligo-Miocène), dans le Westerwald (trachytes, basaltes ; Oligocène supérieur), dans le Vogelsberg enfin, un des plus gros édifices volcaniques de l'Europe moyenne (essentiellement des basaltes d'âge miocène moyen et supérieur et aussi quelques phonolites), sans compter les petits pointements basaltiques ou phonolitiques que l'on rencontre en Souabe et en Franconie jusqu'aux abords mêmes du lac de Constance. Il est bien évident que ce sont là des phénomènes liés à l'évolution des chaînes géosynclinales voisines, mais on voit qu'ils débordent largement celles-ci.

Il n'en demeure pas moins que, dans le domaine des chaînes géosynclinales elles-mêmes, cette activité caractérise les zones internes et semble manquer complètement dans les zones externes, notamment dans le sillon miogéosynclinal ; étant entendu que le magmatisme tardigéosynclinal se

22. Le volcanisme s'achève en général, dans les massifs considérés, par des émissions basaltiques d'âge pliocène supérieur (par exemple, « basalte des plateaux » dans le Massif central français ; « Gangbasalt » en Bohême, dans le Duppauer Gebirge) auquel succède un volcanisme quaternaire plus localisé. L'ensemble de ce volcanisme plio-quaternaire est synchrone du volcanisme postgéosynclinal de la chaîne alpine (cf. *infra*, p. 658).

manifeste après que les zones aient été tectonisées, donc aient perdu leur signification de ride ou de sillon. Pour être correct, on devrait dire qu'il se manifeste dans les régions résultant de la tecto-orogénèse des zones internes.

C) LA PÉRIODE POSTGÉOSYNCLINALE.

La période postgéosynclinale est caractérisée par des mouvements et l'individualisation d'unités isopiques dont la logique et l'allure sont totalement indépendantes des événements précédents (fig. 8, profils 10 et 11).

1. C'est une période de *mouvements verticaux* (failles se groupant en « plis de fond en extension » à grand rayon de courbure) tel qu'il en résulte sensiblement la géographie actuelle : les mouvements positifs correspondent dans l'ensemble à la surrection des chaînes de montagne telles que nous les connaissons aujourd'hui ; les mouvements négatifs correspondent aux effondrements ayant guidé les transgressions d'où résulte la Méditerranée actuelle.

2. Ces mouvements d'effondrement affectent préférentiellement les zones internes ; c'est la raison pour laquelle celles-ci sont très rarement connues à l'affleurement (cf. p. 653). C'est encore en Méditerranée orientale qu'elles sont le mieux connues, les effondrements (« effondrements égéens » de E. Suess) ayant été moins marqués ; soit que des archipels, comme celui des Cyclades, demeurent à l'emplacement des zones internes ; soit que seuls des lacs se soient installés dans les zones effondrées (Hellénides, Asie Mineure)²³. Au contraire, en Méditerranée occidentale, la totalité des zones internes est en général effondrée, de sorte qu'elles se trouvent, soit sous la mer actuelle, soit sous des bassins sédimentaires néogènes.

Néanmoins, des effondrements importants affectent les autres zones ; pour prendre l'exemple de la Méditerranée orientale dont il vient d'être question, à côté des « effondrements égéens » affectant les zones internes, il y a aussi des « effondrements ioniens » affectant les zones externes. Bref, c'est une question de bilan, au terme duquel on peut dire que ces « effondrements méditerranéens » affectent plus particulièrement les zones internes que les zones externes, sans toutefois épargner celles-ci.

3. Les mouvements postgéosynclinaux se placent à deux périodes principales :

— l'une, essentielle, à la fin du Miocène (Pontien) (fig. 8, profil 10) d'où résulte la géographie actuelle qui date, en gros, du Pliocène : d'une part, une carte du Pliocène en Méditerranée des-

sine à peu près la forme de la Méditerranée actuelle ; d'autre part, le relief de la plupart des grandes chaînes méditerranéennes date d'une surrection d'ensemble de la fin du Miocène ;

— l'autre, à la limite du Pliocène et du Quaternaire qui achève de créer la géographie actuelle (fig. 8, profil 11) ; elle se poursuit actuellement.

Il faut dire en effet que les principales zones sismiques de la Méditerranée correspondent en fait à ces grands traits tectoniques postgéosynclinaux.

On remarquera que ces mouvements de la période postgéosynclinale ne témoignent d'aucune polarité à la différence de ceux des périodes précédentes ; c'est que la chaîne considérée est maintenant consolidée, cratonisée, continentalisée, et qu'elle réagit dès lors en bloc.

4. La période postgéosynclinale est également accompagnée d'un *magmatisme* très important qui correspond assez bien à la notion de « magmatisme final » de H. Stille (fig. 4 ; fig. 8, profil 11).

Il s'agit essentiellement d'un volcanisme basaltique, encore que localement certaines laves moins basiques soient connues ; mais la roche fondamentale est le basalte.

Ces volcans plio-quaternaires sont très bien connus dans le domaine méditerranéen ; on les rencontre dans les zones internes des chaînes géosynclinales là où était connue une activité magmatique tardigéosynclinale (cf. p. 656) ; mais ils débordent, en outre, très largement vers l'extérieur. Ainsi, on les connaît :

— dans les *Hellénides* selon un arc situé en bordure externe de la ride pélagonienne-cycladique : d'Ouest en Est : volcan de Microthivai (au SW de Volos), volcans du golfe saronique (Égine, Méthana, Poros), volcans des îles de Milos, Thira (Santorin), Nisiros enfin dans la mer des Cyclades ;

— dans l'*Apennin* où ces volcans sont en position plus externe que les granodiorites tardigéosynclinales de la mer Tyrrhénienne septentrionale : volcans de la région romaine, de la région napolitaine ; Vulture située en plein dans la zone médiane entre Apennin et Dinarides, dans la « fosse du Molise » superposée à la ride d'Apulie ;

— en *Afrique du Nord* enfin où les volcans plio-quaternaires sont en position plus méridionale c'est-à-dire plus externe, que les manifestations magmatiques tardigéosynclinales oligo-miocènes ; il faut y ajouter les volcans de la Sicile, cette île

23. Ces lacs ont souvent été des bassins lignitifères plio-quaternaires, comme le célèbre bassin de Ptolemaïs en Grèce, et bien d'autres en Yougoslavie et en Turquie. Ces bassins lignitifères postgéosynclinaux, effondrés dans l'axe de la chaîne alpine, ne sont pas sans évoquer la situation des bassins houillers stéphanien dans l'axe de la chaîne hercynienne (cf. p. 684).

appartenant à l'édifice tectonique nord-africain (G. Castany, 1956 ; L. Ogniben, 1960 ; A. Caire, L. Glangeaud, C. Grandjacquet, 1960), le socle des monts Péloritains correspondant au bourrelet kabylo-rifain d'Afrique du Nord : l'Etna, au Sud, dans une position très externe, les îles Lipari au Nord dans une position plus interne.

Ce volcanisme basaltique final est couramment interprété comme d'origine simique ; c'est qu'il correspond, comme nous venons de le voir, à des mouvements verticaux de distension générateurs de fossés d'effondrement et des horsts correspondants ; toutes conditions favorables pour ouvrir la voie à des épanchements d'origine profonde. On remarquera que c'est la deuxième fois qu'un volcanisme simique se manifeste dans l'histoire de la chaîne géosynclinale ; la première étant celle des ophiolites qui, elles aussi, étaient liées à un phénomène de distension, plus marqué d'ailleurs que celui de la période postgéosynclinale puisque le géosynclinal lui-même lui devait sa naissance.

5. Ainsi s'opposent aisément les deux types fondamentaux de magmatisme, le magmatisme basaltique d'origine « simique » qui souligne toujours les mouvements de distension ; le magmatisme granitique, « sialique », qui souligne les phases de compression ; le magmatisme granodioritique (et le volcanisme andésitique) marquant les phénomènes de palingénèse de la croûte sialique au contact du sima. Telle est la théorie classique et bien connue qui trouve sa justification, comme on le voit, dans l'évolution magmatique des chaînes alpines du cadre méditerranéen.

6. Là encore, il ne faudrait pas systématiser et ne pas oublier que cette période plio-quaternaire a été marquée par un volcanisme dans les avant-pays de la chaîne alpine, volcanisme également basaltique et synchrone du volcanisme postgéosynclinal des chaînes géosynclinales : il n'est que de rappeler les puissantes émissions de basalte des plateaux à la fin du Miocène ou au début du Pliocène dans le Massif central français (Mont-Dore, Cantal, Velay, Aubrac, Coirons, etc.) dans le massif schisteux rhénan (Westerwald, Vogelsberg), en Bohême (« Gang-basalte du Duppauer Gebirge ») etc. auquel succède un volcanisme quaternaire plus localisé (chaîne des Puys dans le Massif central français ; Maar de l'Eifel dans le massif schisteux rhénan). D'autres exemples pourraient être donnés ailleurs qui montrent que *ces phénomènes de distension dépassent très largement le domaine de la chaîne géosynclinale* elle-même et atteignent son avant-pays sans toutefois déborder beaucoup sur celui-ci. *C'est que, à la suite des événements du stade terminal de la période géosynclinale et de la période tar-*

digéosynclinale, du magmatisme et du métamorphisme qui les accompagnent, la chaîne nouvelle est alors « cratonisée » pour employer le vocabulaire de H. Stille, « continentalisée », devenue rigide ; aussi son comportement tectonique et magmatique, est-il celui d'un craton : tectonique de socle, volcanisme basique.

Conclusion.

Nous avons donc vu que les chaînes géosynclinales ont une organisation et une évolution caractéristiques.

1. En ce qui concerne l'organisation géosynclinale (fig. 1, 2, 3, 4), nous avons vu que l'organe élémentaire correspond au couple mio-eugéosynclinal (de l'avant-pays vers l'intérieur : un sillon miogéosynclinal, une ride miogéanticlinale, un sillon eugéosynclinal, une ride eugéanticlinale), répété par le jeu de *symétries* centrifuges ou centripètes, chaque couple élémentaire étant caractérisé, outre sa constitution paléogéographique, par une « polarité » telle que :

— le domaine eugéosynclinal (qui comprend un sillon eugéosynclinal et une ride eugéanticlinale), soit le premier individualisé, soit associé à des épanchements ophiolitiques, comprenne des flyschs précoces, soit affecté par une orogénèse précoce, soit charrié vers l'extérieur (les structures de ce domaine eugéosynclinal sont les seules caractéristiques des chaînes du type alpin, notamment les nappes de couverture issues du sillon eugéosynclinal, la nappe ophiolitique superposée et plus ou moins associée) ;

— le domaine miogéosynclinal (qui comprend un sillon miogéosynclinal et une ride miogéanticlinale), soit le dernier individualisé, soit dépourvu d'ophiolites, comprenne les flyschs tardifs, soit affecté par une orogénèse tardive, soit demeuré autochtone (les structures du domaine miogéosynclinal sont banales, du type intracontinental, à rapporter à la tectonique de fond, de revêtement ou de couverture).

La polarité se marque également dans le métamorphisme et le magmatisme qui affectent essentiellement les « *arrière-pays intermédiaires* » situés sur l'axe de symétrie de bicouples à symétrie centrifuge et débordent légèrement sur les rides eugéanticlinales ; ces phénomènes étant, pour partie au moins, des phénomènes « *de position* », tardi- et post-tectoniques.

De sorte que, en fonction de cette organisation en couples, et des polarités correspondantes, s'opposent dans l'ensemble alpin de la Méditerranée les « *arrière-pays intermédiaires* » (Zwischen-

gebirge) des axes à symétrie centrifuge, vieux socle repris par le métamorphisme et la granitisation alpine, et les « avant-pays intermédiaires » des axes à symétrie centripète qui lui échappent complètement : autant les caractères des uns sont en quelque sorte « positifs » (tectonique, orogénèse, métamorphisme, granitisation), autant les caractères des autres sont « négatifs ».

Les caractères de la ride eugéantyclinale et de la ride miogéantyclinale sont intermédiaire entre ceux des arrière-pays intermédiaires et ceux des avant-pays intermédiaires.

Si donc l'on considère que les avant-pays, les arrière-pays et les différentes rides constituent une « mosaïque » séparée par des sillons [Fallot, 1922], mosaïque résultant des distensions génératrices du domaine géosynclinal comme le pensait A. Wegener [1915-1922], il est important de souligner que les différentes pièces de la mosaïque n'ont pas les mêmes caractères mais se classent hiérarchiquement en fonction de « gradients » décroissants des arrière-pays intermédiaires aux avant-pays intermédiaires, au travers des rides eugéantyclinale et miogéantyclinale (gradient orogénique, gradient métamorphique, gradient magmatique) ; bref, la mosaïque répète un « motif » qui est le couple mio-eugéosynclinal.

Une place à part doit être faite aux Alpes orientales dont les structures ne sont comparables à celles d'aucune autre chaîne élémentaire, en ceci qu'elles résultent d'un mouvement longitudinal de l'ensemble italo-dinarique (constitué de deux chaînes élémentaires) venu recouvrir la chaîne alpine proprement dite (Alpes occidentales à l'Ouest, Karpathes à l'Est) qui borde le continent (craton) européen.

2. En ce qui concerne l'évolution géosynclinale, nous avons pu séparer trois périodes (fig. 8) :

— la *période géosynclinale* caractérisée par :
a) un *stade d'individualisation* (plus tardif dans les zones externes que dans les zones internes) suivi *b*) d'un *stade d'état* ; ces deux stades correspondant à des mouvements de distension auxquels sont liées, d'une part les émissions ophiolitiques sur les marges de la ride eugéantyclinale et d'autre part la surrection de certaines rides d'où résultent des niveaux de bauxites ou des hardgrounds ; *c*) un *stade d'orogénèse ou terminal* caractérisé par une polarité orogénique qui se marque : d'une part par l'existence d'une orogénèse méso-crétacée dans les seules zones internes de chaque chaîne élémentaire ; d'autre part par la migration de l'orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de chaque chaîne élémentaire au cours de la seconde période orogénique s'étendant du Crétacé

supérieur à divers moments du Tertiaire, la migration des flyschs précédant dans le temps et dans l'espace celle de l'orogénèse ; le processus tectogénétique majeur étant l'écrasement du sillon eugéosynclinal suivi de l'écoulement par gravité de son matériel sédimentaire en une ou plusieurs nappes de couverture venant recouvrir les zones externes plus ou moins loin ;

— la *période tardigéosynclinale*, suivant immédiatement la précédente, marquée par l'individualisation de fosses molassiques à l'arrière (arrière-fosse), dans (intra-fosse) et à l'avant (avant-fosse) de chaque chaîne élémentaire et telle que, en fonction de la polarité orogénique de la période géosynclinale, l'individualisation de ces fosses soit plus précoce à l'arrière et plus récente à l'avant ; cette période est accompagnée d'un magmatisme remarquable, consistant essentiellement en éruptions trachyandésitiques accompagnées d'intrusions de granodiorites ;

— la *période postgéosynclinale* marquée par des mouvements verticaux qui découpent, dans chaque chaîne élémentaire, la géographie actuelle à l'emporte-pièce au travers des zones paléogéographiques et des structures en résultant ; ces mouvements effondrent plus particulièrement les zones internes (moins en Méditerranée orientale qu'en Méditerranée occidentale) ; ils ne témoignent plus d'aucune polarité, mais, bien au contraire, sont synchrones : ils commencent à se manifester en une première période très générale à la fin du Pontien d'où résulte la paléogéographie pliocène très voisine de la géographie actuelle, puis en une seconde phase à la limite Pliocène-Quaternaire suivie par des répliques au cours de celui-ci.

2. Si donc on distingue soigneusement ces trois périodes géosynclinale, tardigéosynclinale et postgéosynclinale, et les mouvements qui correspondent à chacune d'entre elles, la légitimité des « phases tectoniques », au sens de H. Stille [1924], devient discutable : en effet, alors que s'achève dans les zones externes le processus tectogénétique majeur de la période géosynclinale, se manifestent dans les zones internes les mouvements caractéristiques de la période tardigéosynclinale ; ranger les uns et les autres dans une même phase conduit, qu'on le veuille ou non, à laisser supposer qu'il s'agit d'un même phénomène. Ainsi :

— la « phase autrichienne » correspond à une première période d'orogénèse dans les zones géosynclinales internes ;

— l'ensemble des phases laramienne, pyrénéenne, helvétique, savique, correspond à la seconde période orogénique de l'histoire géosyncli-

nale ou, si l'on préfère, au stade d'orogénèse de celle-ci. Étant entendu qu'en fonction de la polarité orogénique, ces phases se succèdent dans cet ordre, de l'intérieur vers l'extérieur d'une chaîne élémentaire comme les Hellénides : la phase laramienne affecte les zones internes ; la phase pyrénéenne, la zone subpélagonienne ; une phase située entre la phase helvétique et la phase savique, la zone du Gavrovo ; une phase située entre la phase savique et la phase styrique ancienne, la zone ionienne ; la phase styrique ancienne, la zone d'Apulie. Il s'agit très clairement des *mêmes événements qui migrent de l'intérieur vers l'extérieur des Hellénides et qui peuvent, de la sorte, paraître d'un âge déterminé en un endroit déterminé* ; on pourrait montrer qu'il en est de même dans toutes les chaînes élémentaires du domaine méditerranéen.

De plus, au cours d'une même période orogénique (prise au sens de l'ensemble phase laramienne + pyrénéenne + helvétique + savique + styrique ancienne, cf. *supra*), tous les événements n'ont pas la même signification : il est bien clair que les accidents tangentiels au niveau du socle (qui, dans les Hellénides, correspondent, *mutatis mutandis*, à la « phase pyrénéenne ») ont,

par leur importance et leur généralité, une tout autre signification que les nappes de couverture qui progressent pendant de très longues périodes en fonction d'autres événements orogéniques et qui se trouvent être d'âges très variés suivant les points où on les considère [Glangeaud, 1956].

Enfin, ce calendrier tend à rapprocher des événements qui sont de nature tout à fait différente et notamment à confondre ceux qui correspondent au stade d'orogénèse de la période géosynclinal, ceux de la période tardigéosynclinal et ceux de la période postgéosynclinal. Ainsi, dans les Hellénides :

— la phase helvétique, dans les zones internes, et la phase savique dans les zones externes (ou même une phase un peu plus tardive qui n'est pas tout à fait la phase styrique ancienne) correspondent à l'individualisation des unités tardi-tectoniques (dans l'ordre, arrière-, intra-, avant-fosses molassiques) qui sont plus anciennes dans les zones internes que dans les zones externes ;

— les phases attique, rhodanique et valaque correspondent aux mouvements de la période postgéosynclinal d'où résulte la géographie actuelle, d'une manière synchrone dans tout le domaine méditerranéen.

TROISIÈME PARTIE

Extension de la notion de géosynclinal au sens alpin dans l'espace et dans le temps.

Pour étendre la notion de géosynclinal à des époques et des régions différentes, il faudra, dès l'abord, tenter de reconnaître dans chaque chaîne considérée les trois périodes, géosynclinal, tardigéosynclinal, postgéosynclinal, et comparer entre elles les structures et l'évolution caractéristique de chacune de ces périodes. En ce qui concerne plus particulièrement la période géosynclinal, il faudra s'efforcer de retrouver les structures caractéristiques des trois stades d'individualisation, d'état et d'orogénèse (terminal). Il faudra donc faire, sur ces autres édifices, un travail de clarification comparable à celui qu'il a fallu faire sur les chaînes alpines.

Ceci sera beaucoup plus difficile car, comme je l'ai dit dans l'introduction de cet article, les chaînes alpines du domaine méditerranéen sont connues, à l'époque actuelle, à leur stade postgéosynclinal ; de sorte qu'on y reconnaît les organes constitutifs de chaque chaîne élémentaire malgré les destructions opérées par les mouvements du stade postgéosynclinal ; il y a bien long-

temps qu'on sait que les Alpes occidentales forment un tout, comme respectivement l'Apennin, les Dinarides, l'Afrique du Nord, les Cordillères bétiques, etc. Pour les chaînes plus anciennes, il n'en est pas ainsi. On n'en connaît à l'affleurement que certains fragments, soit demeurés dans l'avant-pays alpin mais séparés par des bassins épicontinentaux dont l'individualisation ne doit rien aux mouvements caractéristiques de chaque chaîne considérée, soit repris à l'intérieur de la chaîne alpine elle-même. Par exemple, on connaît de la chaîne hercynienne, soit des « massifs anciens » connus en Europe moyenne et qui sont séparés par des bassins sédimentaires secondaires et tertiaires, soit des « noyaux anciens » apparaissant dans l'axe des chaînes tertiaires : bien entendu, les phénomènes qui ont délimité ces massifs et ces noyaux, n'ont aucun rapport avec l'orogénèse hercynienne²⁴ ; ce sont

24. Ceci pose la question de l'héritage hercynien dans la paléogéographie et la structure de la chaîne alpine. C'est une question

donc des « fragments » quelconques de la chaîne hercynienne dont il faut reconstituer les « organes » par la pensée.

I. La notion de géosynclinal et l'époque actuelle.

L'époque actuelle ne peut être évidemment comparée qu'à un seul moment du cycle géosynclinal ; l'avenir des choses étant par nature problématique, *la comparaison des formes actuelles avec les formes d'un moment de l'histoire géosynclinale sera d'autant plus convaincante que le moment actuel sera riche de passé* : ainsi, il sera facile de retrouver dans la géographie actuelle la période postgéosynclinale, facile encore de retrouver la période tardigéosynclinale et même le stade terminal de la période géosynclinale, toutes périodes pour lesquelles l'essentiel de l'histoire de la chaîne considérée s'est déjà écoulée et peut s'analyser : il suffira de chercher dans le domaine mésogéen, qui nous a servi d'exemple, si, axialement, l'état des choses se trouve moins avancé qu'en Méditerranée.

Paradoxalement, dans la mesure où, en Méditerranée, l'époque actuelle correspond à la période postgéosynclinale, elle se trouve proche du stade d'individualisation d'un éventuel nouveau cycle géosynclinal. Il nous suffira donc de chercher dans le domaine mésogéen si, axialement, en certains endroits, les choses soient tellement avancées que l'on puisse en être déjà au stade d'individualisation d'un nouveau cycle géosynclinal ; à supposer qu'un tel nouveau cycle soit bien en préparation.

Par contre, il sera très difficile de retrouver, à l'époque actuelle, le stade d'état de la période géosynclinale. Il faudra évidemment quitter le domaine mésogéen qui nous a servi d'exemple jusqu'à maintenant, car, comme il vient d'être dit, les choses en sont à un stade qui oscille autour de la période postgéosynclinale. En nous rappelant que la position des géosynclinaux est périphérique par rapport aux masses continentales, nous examinerons si, à la périphérie des continents actuels, les recherches océanographiques récentes ont mis en évidence des systèmes de sillons et de rides qui puissent être comparés à ceux que l'on connaît de la période géosynclinale. Mais la démarche sera cette fois-ci complètement différente : loin de rechercher un degré d'évolution plus ou moins poussé dans un système bien connu, nous irons cette fois-ci vers l'inconnu, tant en ce qui concerne le passé que l'avenir des formes que nous envisagerons.

Il ne faut pas dissimuler les difficultés qui nous attendent, même dans le domaine mésogéen : si

les Alpes occidentales sont bien connues, la Méditerranée occidentale assez bien connue, la Méditerranée orientale moins bien connue, de là jusqu'aux îles de la Sonde, se trouvent des régions qui, du point de vue alpin, sont presque « *terra incognita* » : l'Iran, l'Afghanistan, l'Himalaya, la Birmanie ; par contre, les îles de la Sonde sont un secteur bien étudié, encore qu'à grande échelle et qui permettra des comparaisons valables.

A) LA PÉRIODE POSTGÉOSYNCLINALE. — C'est celui qui se retrouve le plus aisément puisque les chaînes alpines du cadre actuel de la Méditerranée sont précisément à ce stade postgéosynclinal, marqué par des effondrements ayant découpé à l'emporte-pièces une géographie aux dépens des paléogéographies géosynclinale et tardigéosynclinale ; sur ce point, la question a été étudiée dans les pages précédentes et sera envisagée de nouveau plus loin (cf. p. 666-667).

B) LA PÉRIODE TARDIGÉOSYNCLINALE. — A priori, comme il a été dit, la question vient à l'esprit de savoir si, axialement, le système géosynclinal mésogéen au sens large est partout au stade postgéosynclinal ou bien si, en quelques points, il est à un stade plus ancien.

1. Il y a bien longtemps qu'on a lié la question des îles de la Sonde à celle de géosynclinal. C'est sans doute dans le traité d'E. Haug [1908] que la chose est abordée, pour la première fois, sous l'angle de l'identification d'un géosynclinal avec le système des fosses des îles de la Sonde qui venaient d'être découvertes par A. Supan [1907]. Avec les travaux de l'école hollandaise (R. W. Van Bemmelen, Ph. Kuenen, G. A. F. Molengraaf, L. M. R. Rutten, J. H. F. Umbgrove, F. A. Veining-Meinesz, etc.), bien des choses ont été précisées sur ce point, au terme desquelles il semble que *les îles de la Sonde se trouvent au stade tardigéosynclinal pour les zones internes et au stade terminal de la période géosynclinale pour les zones externes*.

On connaît la disposition des îles de la Sonde (fig. 9, 10) en un *double arc d'îles* : l'un *interne*, volcanique, l'autre *externe* non volcanique, ce der-

classique sur laquelle des arguments sont échangés dans un sens et dans l'autre sans qu'aucun d'entre eux ne soit véritablement probant. Il arrive que, localement, certaines zones paléogéographiques alpines soient superposées à une ancienne zone paléogéographique hercynienne ; mais, dans la plupart des cas, le fait est fortuit et n'a pas de continuité dans le sens axial. Il semble que l'héritage hercynien ne soit valable que pour des structures de détail, les unités de grandes dimensions résultant d'une logique proprement alpine.

nier séparant deux séries de fosses, l'une, interne, entre les deux arcs, l'autre, externe à l'extérieur de l'arc externe.

L'arc interne est, de loin, le plus important en affleurements : constitué de très grandes îles (Sumatra, Java, Bali, Lombok, Soembava, Flores, etc.), il montre à nu un socle cristallin ancien, hercynien ou plus ancien, recouvert en transgression par une couverture secondaire et tertiaire à caractère néritique, marquée par une émergence à la fin du Crétacé (orogénèse laramienne). Vient ensuite une série miocène discordante en une série de bassins baptisés par R. W. Van Bemmelen [1933] « idiogéosynclinaux » (du Nord-Ouest au Sud-Est : idiogéosynclinal d'Atjeh, de Kampar Rokau-Indragiri-Djambi-Palembang à Sumatra ; idiogéosynclinal occupant la moitié nord de l'île de Java) ; cette série miocène, qui a les caractères d'une série molassique, se trouve liée à un volcanisme andésitique, lui-même associé à des intrusions granodioritiques. Enfin, le Plio-Quaternaire se trouve discordant et associé à un volcanisme actuel de composition andésitique et basaltique, célèbre dans le monde entier (Merapi, Krakataua, etc.).

L'arc externe est formé d'îles beaucoup plus rares et plus réduites en affleurements (du Nord-Ouest vers le Sud-Est, îles Mentawai, Timor, Tanimber, etc.) qui ne sont que les points d'émergence d'un haut-fond linéaire. Cet arc externe ne montre pas son socle à nu, mais seulement sa couverture sédimentaire, plissée très récemment (à la fin du Miocène) ; les séries sédimentaires sont souvent de faciès très profond comme l'a montré, il y a déjà longtemps, G. A. F. Molengraaf [1922], et sont affectées par une tectonique

intense ; en certains endroits, comme à Timor, les séries sédimentaires sont surmontées par une nappe ophiolitique dont l'origine est à rechercher vers le Nord, c'est-à-dire du côté interne [Lemoine, 1959 ; Gageonnet, Lemoine et Trümpy, 1959, etc.]. En outre, cet arc externe est tout à fait dépourvu de toute activité volcanique, comme c'est bien classique.

Entre l'arc interne et l'arc externe court un premier sillon assez profond ; à l'extérieur de l'arc externe court un second sillon plus profond encore (fosse de Java, fosse de Timor).

On connaît enfin des résultats des mesures gravimétriques de l'école hollandaise, d'où il résulte que l'arc interne est marqué par une anomalie isostatique positive et l'arc externe par une anomalie isostatique négative (anomalie de Bouguer).

2. Si l'on compare cette image (fig. 10) avec l'un des stades du géosynclinal alpin, il nous faut par exemple prendre les Hellénides au Miocène (fig. 8, profils 8 et 9) : nous y voyons s'y succéder de l'intérieur vers l'extérieur :

- un arc interne d'îles formant la cordillère pélagonienne-subpélagonienne, montrant son socle à nu, sa couverture sédimentaire secondaire avec la discordance du Crétacé supérieur ; sur son bord interne, les formations tertiaires récentes transgressives de l'arrière-fosse du Vardar ; sur son bord interne également, les puissants massifs trachyandésitiques caractéristiques d'un volcanisme vulcano-péléen associés avec des batholites granodioritiques.

- l'intra-fosse mésohellénique, sillon marin séparant l'archipel subpélagonien de la cordillère pindique ;

- la cordillère pindique formée des terrains

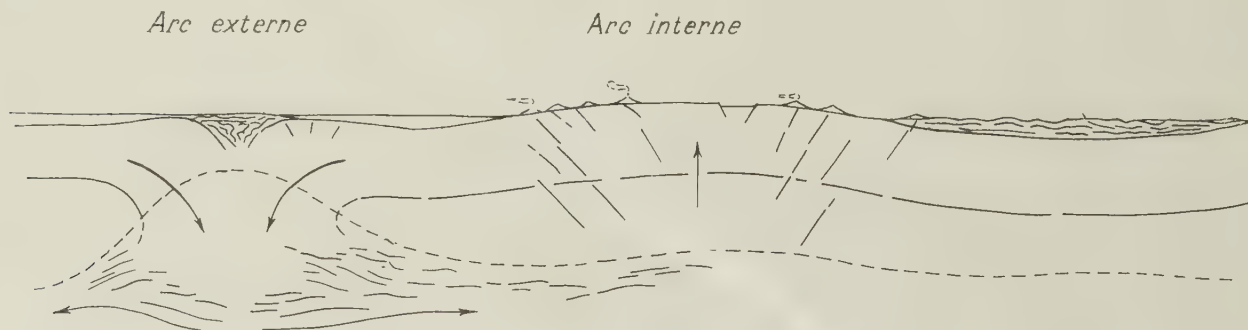


FIG. 10. — Profil schématisé et interprétatif au travers de l'Insulinde (d'après J. H. F. UMBROVE [1949, fig. 64d]).

Cette figure, qui montre la disposition du double arc dont la fig. 9 donne la carte, montre bien, de l'intérieur vers l'extérieur, l'arrière-fosse molassique (dite « idiogéosyncline ») bordant un arc interne volcanique et un arc externe correspondant à une tectonisation récente, de type tangentiel.

Cette figure doit être comparée avec les profils 8-9 de la fig. 8 ; laissant de côté le caractère interprétatif en sial et sima, les deux profils montrent une disposition très semblable qui permet donc de dire que les îles de la Sonde évoquent un dispositif tardigéosynclinal.

du sillon du Pinde, éjectés de celui-ci et transformés en une nappe de couverture dont les structures étaient, pour l'essentiel, mises en place, ou achevaient de le faire ; localement (par exemple à l'emplacement du futur Pinde septentrional), la cordillère pindique était couronnée par la nappe ophiolitique subpélagonienne ;

— le sillon ionien, sillon miogéosynclinal externe bordant la cordillère pindique.

3. Cet état des structures helléniques au Miocène est tout à fait comparable à l'état actuel des îles de la Sonde ; l'échelle du phénomène est la même, qu'il s'agisse de la largeur ou de la longueur des cordillères émergées ou des sillons les séparant : dans une figure très évocatrice, L. U. de Sitter [1956] a montré que le système alpin de la Méditerranée et le système des îles de la Sonde étaient d'échelles semblables et présen-

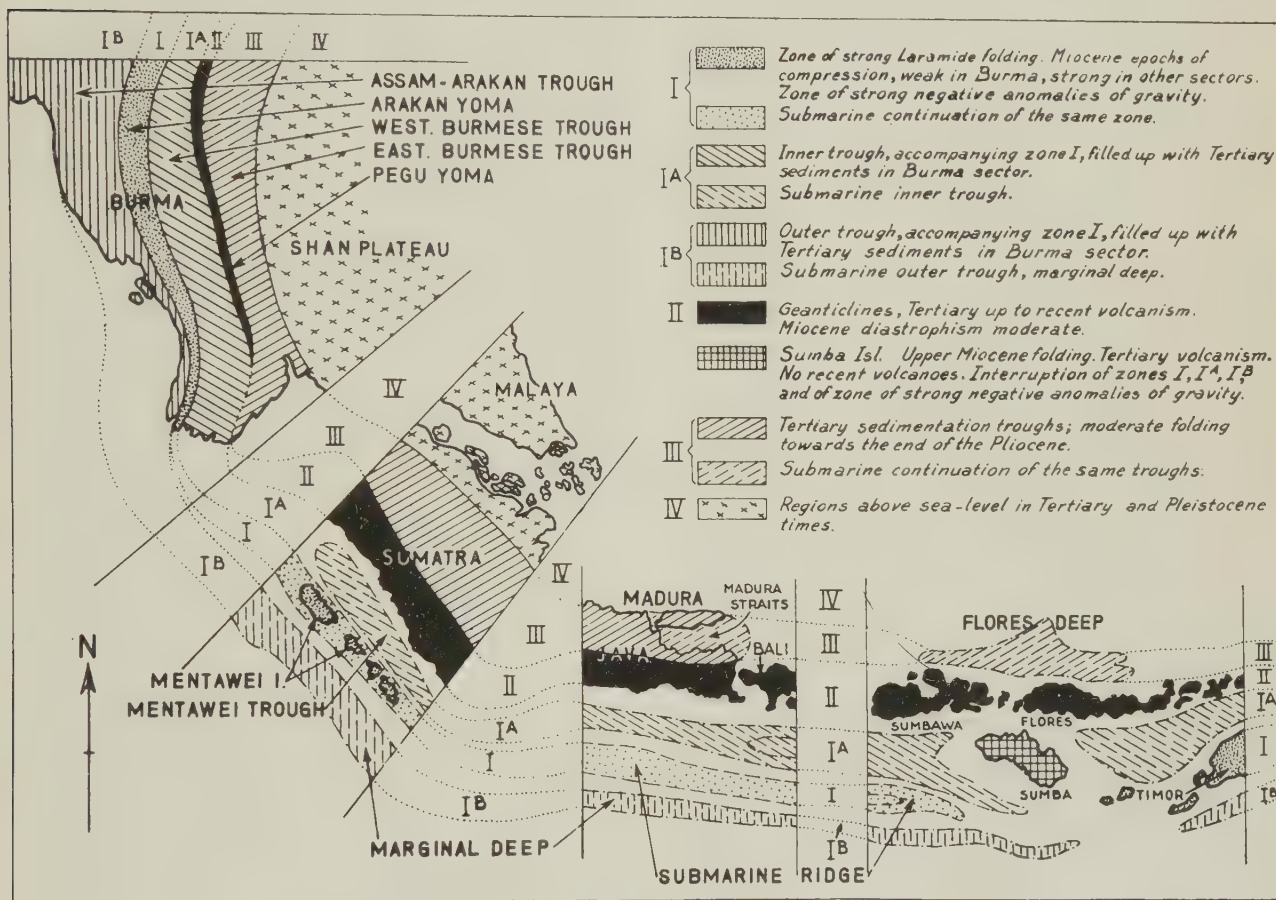


FIG. 11. — Disposition comparée des zones structurales de l'Insulinde et de la Birmanie (extrait de J. H. F. UMBGROVE [1948]).

Cette figure montre, dans des conditions de particulière clarté, le passage du dispositif des îles de la Sonde à la chaîne plissée de Birmanie qui se trouve très évidemment au stade postgéosynclinal.

taient des courbures et des relais de même type, à une symétrie près ²⁵.

Dans ces conditions, si l'on veut comparer le dispositif des îles de la Sonde à un dispositif géosynclinal, on doit le faire avec un dispositif de la période tardigéosynclinale pour les zones internes et du stade terminal de la période géosynclinale pour les zones externes.

Cela suppose que la fosse marine interne (entre l'arc externe et l'arc interne), loin d'être une fosse résiduelle du stade géosynclinal, soit néoformée (intrafosse) ; ce que les auteurs hollandais ont

25. Il s'agit d'une symétrie par rapport à un plan ; L. U. de Sitter obtenait sa superposition en prenant le calque des formes des îles de la Sonde et en le retournant sur la carte du système méditerranéen.

montré (selon J. H. F. Umbgrove, cette fosse interne est un « bassin intramontagneux »).

D'ailleurs, J. H. F. Umbgrove [1948], dans une note capitale, a montré que le système des îles de la Sonde passait axialement vers le Nord à une chaîne plissée classique en Birmanie, celle-ci se trouvant très évidemment au stade postgéosynclinal. On doit donc, axialement, passer progressivement de la période tardigéosynclinale à la période postgéosynclinale (fig. 11).

C) LA PÉRIODE GÉOSYNCLINALE. — Comme il a été dit, l'époque actuelle correspondant en Méditerranée à la période postgéosynclinale, on peut se demander si axialement les choses pourraient être moins avancées (période tardigéosynclinale, stade d'orogénèse de la période géosynclinale) ou plus avancées (stade d'individualisation de la période géosynclinale suivante, si du moins la question se pose).

a) *Le stade d'orogénèse (terminal)*. Comme nous l'avons vu à propos de la chaîne alpine et comme nous venons de le voir dans les pages précédentes à propos de l'époque actuelle, le stade terminal ou d'orogénèse est toujours lié à la période tardigéosynclinale ; c'est à l'échelle de chaque unité paléogéographique élémentaire, de chaque sillon, que les choses peuvent être distinguées : les zones internes sont déjà à la période tardigéosynclinale tandis que les zones externes sont encore au stade terminal de la période géosynclinale ; ce que nous venons de voir avec les îles de la Sonde.

b) *Le stade d'individualisation*. Il convient de se demander si, en certains points du domaine mésogéen, on peut trouver la trace de distensions génératrices de zones isopiques nouvelles par rapport à celles du cycle alpin ; comme les distensions triasiques ou liasiques l'étaient des zones paléogéographiques alpines, nouvelles par rapport à celles du cycle hercynien.

Or, récemment, ont été décrites des fosses méditerranéennes dont les caractères sont bien particuliers :

— en Méditerranée occidentale, la « fosse tyrrhénienne », soulignée par une anomalie positive de pesanteur (anomalie de Bouguer) et dont le fond est parsemé de volcans basiques aux formes qui ne sont pas sans rappeler les « guyots » du Pacifique ;

— en Méditerranée orientale, « la fosse ionienne » qui se trouve exactement dans la même situation.

Parmi toutes les hypothèses possibles, deux peuvent avoir un rapport avec notre propos :

— soit que ces fosses représentent des zones

« océaniques » (simiques) résiduelles (hypothèse faite par L. Glangeaud [1957] pour la fosse tyrrhénienne), respectées par l'adjonction d'une chaîne géosynclinale au continent européen et d'une autre au continent africain ; bref, soient des « paléo-océans » ;

— soit que ces fosses représentent des zones de distensions post-alpines, annonciatrices d'un nouveau cycle géosynclinal ; bref, soient des « néo-océans ».

La première hypothèse paraît difficile à retenir car ces fosses se trouvent situées à l'emplacement de zones paléogéographiques alpines antérieures à caractères variés.

1. *La fosse tyrrhénienne* est située à un nœud tectonique extrêmement complexe mais qui, pour partie, correspond à la zone qui, soulevée la première au cours de l'orogénèse alpine, a fourni les matériaux terrigènes aux différents flyschs de l'Apennin ou de la Sicile, et par là de l'Afrique du Nord ; c'est la conception retenue par A. Caire, L. Glangeaud, C. Grandjacquet [1960] qui situent à cet endroit l'axe de leur « tectorogène tyrrhénien ».

Si donc l'analyse géophysique implique qu'aujourd'hui la fosse tyrrhénienne ait un fond simique, l'état actuel succède donc à un état antérieur différent. Dès lors la seconde hypothèse paraîtrait plus adéquate : si l'on doit oser une telle comparaison, plutôt qu'un « paléo-océan », il s'agirait d'un « néo-océan » ; ce vocabulaire actualiste étant par ailleurs très regrettable (cf. p. 630), d'autant plus qu'il assimile assez facilement fonds simiques et fonds océaniques.

2. Les fosses de la Méditerranée orientale sont situées sur l'emplacement des zones toriques ou helléniques très externes ; on ne peut donc y supposer la permanence d'une quelconque zone simique ancienne (ce qui pourrait à la rigueur se comprendre quand il s'agit de zones internes) ; là encore, si le fond devait se révéler simique, cela ne pourrait résulter que d'une distension récente.

Or, dans un travail récent, M. Pfannenstiel [1960] donne une analyse des différentes cartes bathymétriques au 750 000^e qui ont été levées dans la Méditerranée orientale ; toutes témoignent de l'existence d'une tectonique de faille avec horsts soulevés et fossés effondrés, le tout récent, d'âge mio-plio-quaternaire.

La fosse la plus remarquable est la *fosse ionienne*, limitée de toutes parts par des failles puissantes : à l'Ouest, la « faille de l'Est de la Sicile », au Nord, la « faille de l'Est de la Calabre », à l'Est par la gigantesque « faille ionienne », chacune de ces « failles » étant en fait des groupes

de failles avec des dislocations transversales ; à la faveur de cette puissante tectonique d'effondrement, le centre de la mer ionienne est d'une profondeur moyenne de 4 000 m pour atteindre du côté du Péloponèse, dans une zone à topographie extrêmement compliquée, — 5 015 m (point le plus profond de toute la Méditerranée) ; il faut dire que cette « faille est du Péloponèse » est l'une des plus raides de toute la Méditerranée puisque, sur une distance transversale de 6 km, le fond de la mer s'abaisse de près de 3 km.

Le fond de la mer ionienne est parsemé de 16 montagnes sous-marines coniques qu'on peut répartir en 3 groupes, l'un au SW du cap Akritas — le plus occidental du Péloponèse —, les autres situés au centre de la mer Ionienne elle-même. Ces montagnes sous-marines (« sea mount »), dont les dimensions sont très importantes (pour les deux qui sont situées au SW du cap Akritas, l'une a son sommet à — 1 353 m et sa base au-delà de — 4 000 m, l'autre son sommet à — 2 236 m et sa base à — 4 000 m), sont probablement des volcans (deux, situés au SW du Péloponèse ont donné lieu à des éruptions sous-marines) ; elles ont tous les caractères des « guyots » connus du Pacifique, notamment une dépression annulaire d'environ 100 m de profondeur autour de la base du volcan, qui doit résulter d'un enfoncement subsident de celui-ci, dû à la surcharge de la masse magmatique lourde.

Enfin, la partie profonde de la mer Ionienne correspond à une anomalie de Bouguer positive de plus de 200 milligals.

Or, cette fosse ionienne est, pour une grande partie, découpée à l'emporte-pièces dans ce qui est la zone externe commune à l'Apennin et aux Hellénides (ride d'Apulie) qui fonctionne jusqu'au Miocène moyen comme un haut-fond²⁶ dont on connaît les puissantes séries sédimentaires néritiques du Trias au Miocène. Cette situation interdit totalement d'y voir un « paléo-océan » ; et cette fois encore, la seconde hypothèse de distension génératrice d'un néo-océan paraîtrait plus convenable.

3. Pourtant, dans le cas de la fosse ionienne comme dans le cas de la fosse tyrrhénienne, il semble que ni l'une ni l'autre de ces interprétations soit convenable ; il paraît beaucoup plus simple de considérer que *cette tectonique de faille récente est la tectonique de la période postgéosynclinale* qui affecte la totalité du domaine alpin, ayant découpé dans celui-ci, à l'emporte-pièces, des horsts et des fossés d'effondrement ; il est normal qu'en fonction du niveau moyen des mers, celles-ci se soient installées à l'emplacement des zones globalement effondrées.

Les failles qui limitent la fosse ionienne sont d'une situation et d'un âge qui correspondent à la notion des « effondrements ioniens » à laquelle on arrive par l'étude géologique des zones voisines émergées²⁷. La fosse tyrrhénienne correspond en grande partie aux « effondrements tyrrhéniens » également mis en évidence par l'étude géologique des zones voisines (vieille notion de la « Tyrrhénide »). Quant aux volcans, ce serait tout simplement des volcans de la période postgéosynclinale, à laves basaltiques, et dont un grand nombre d'entre eux sont émergés notamment dans la mer Tyrrhénienne²⁸. Quant à l'anomalie de pesanteur positive, celle-ci n'est peut-être due qu'à ces montées magmatiques basiques, lourdes, génératrices des volcans ; et non pas à un fond sinique.

Bref, *il est beaucoup plus simple de voir dans la partie marine du domaine méditerranéen les mêmes traits caractéristiques de la tectonique cassante postgéosynclinale qu'on observe dans les régions demeurées émergées*. De sorte que, loin d'être au stade d'individualisation, *la Méditerranée correspondrait bien au stade postgéosynclinal de l'histoire alpine*.

Pourtant, l'hypothèse était séduisante, selon laquelle un nouveau cycle géosynclinal reprendrait de nos jours une partie du domaine alpin, comme celui-ci a repris une partie du domaine hercynien, lequel a repris une partie du domaine calédonien, etc.

c) *Le stade d'état*. La question se pose alors de retrouver le dispositif du couple miogéosynclinal-eugéosynclinal, en un système qui soit tel que, entourant un craton consolidé, on ait successivement, en s'éloignant du craton, un sillon miogéosynclinal, une ride miogéantyclinale, un sillon eugéosynclinal et une ride eugéantyclinale.

Il n'y a aucune chance de retrouver ce dispositif dans le domaine mésogéen, trop près du cycle alpin pour qu'on puisse envisager que déjà s'est organisé un nouveau cycle arrivé à son stade d'état ; nous l'avons vu, rien ne prouve même que l'on y rencontre des traits à rapporter au stade d'individualisation si toutefois celui-ci doit apparaître un jour. L'idée la plus simple est donc, sortant du domaine mésogéen, d'observer la bordure des grandes masses continentales et de chercher, en cette position, si l'on ne retrouve pas le couple considéré.

26. Et pour partie, par rapport à la tranche de la Sicile qui représente, comme on sait, la prolongation des structures d'Afrique du Nord.

27. Il en serait de même pour la mer Égée et les « effondrements égéens » connus par l'étude géologique.

28. Mais aussi dans la mer Égée (cf. p. 658).

I. Or, C. Drake, M. Ewing et G. H. Sutton [1959] et d'autres, (D. Ericson, B. C. Heezen etc.), ont montré que le continent nord-américain est bordé à l'Est (côte atlantique) par un certain nombre d'aires sédimentaires caractéristiques (fig. 12) :

— sur le plateau continental (« continental shelf »), une première zone subsidente recevant les apports terrigènes (« orthoquartzite suite ») du continent et ayant donc la forme d'un vaste sil-

lon de subsidence étant donné son allongement parallèle à la côte, sillon rempli de sédiments car la subsidence semble accompagner — et au même rythme — la sédimentation ;

— sur le talus continental (« continental slope »), une zone où la sédimentation est extrêmement faible, très souvent lacunaire, d'autant plus que ce qui se sédimente à cet endroit a tendance à glisser vers les profondeurs ;

— au pied du talus continental, une seconde

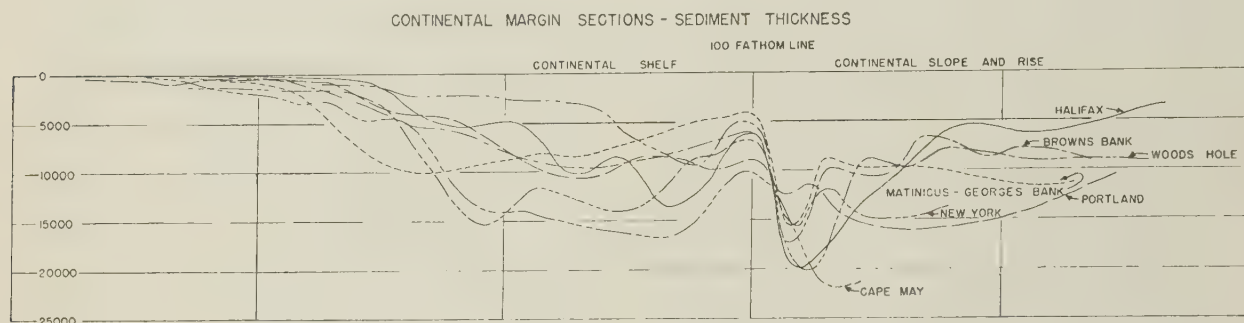


FIG. 12. — Épaisseur des sédiments sur la côte orientale (atlantique) de l'Amérique du Nord (extrait de C. L. DRAKE, M. EWING, G. H. SUTTON [1959, fig. 30, p. 178]).

On observera, sur cette figure, les deux zones d'accumulation sédimentaire, l'une sur le plateau continental, l'autre au pied de la pente continentale (continental rise) séparées par une zone de moindre accumulation au sommet de la pente continentale, au bord immédiat du plateau continental (vers

100 brasses). Les auteurs, comparant cette figure au profil restauré d'un géosynclinal d'après M. Kay, assimilent la première zone au miogéosynclinal, la seconde à l'eugéosynclinal. Il est discuté dans le texte de cette question.

zone subsidente alimentée par les apports terrigènes empruntant la voie des canyons sous-marins ; c'est un second sillon en fonction de son allongement parallèle à la côte ;

o ce sillon peut ne pas être complètement rempli, donc rester en dépression (« marginal trench ») bordée vers le large par une « outer ridge » et dans ce cas, les apports terrigènes ne le dépassent pas du côté océanique où ne se sédimente plus que du matériel pélagique : cette disposition — de règle dans le Pacifique — n'est réalisée sur la côte américaine de l'Atlantique nord qu'au large des Bahamas et de Porto Rico ;

o ce sillon peut être rempli, donc ne pas former dépression (« continental rise ») et les apports terrigènes s'étendent largement du côté océanique pour venir s'associer aux sédiments pélagiques des plaines abyssales : cette disposition est de règle au large des côtes atlantiques des U. S. A.

2. C. Drake, M. Ewing et G. H. Sutton se posent la question de savoir si le système de deux sillons qu'ils décrivent est comparable à un couple miogéosynclinal-eugéosynclinal ; le sillon subsi-

dent du plateau continental étant miogéosynclinal, le sillon subsident au pied du talus continental étant eugéosynclinal.

Bien des arguments plaident en faveur de cette conception :

— la position périphérique par rapport au continent ;

— la disposition en une série de deux sillons subsidents, séparés par une zone qui ne l'est pas, quoique cette dernière ne soit pas, à proprement parler, une ride ;

— la similitude de certains processus sédimentaires ; par exemple, les glissements le long du talus continental vers le sillon le plus profond, qui ne sont pas sans évoquer la genèse des « brèches de flanc » (cf. p. 632) ; ou encore le fait que le sillon situé au pied du talus continental, quand il est déprimé, arrête les matériaux terrigènes qui ne vont pas plus loin vers le large, ce qui n'est pas sans évoquer « l'effet de barrière en creux » des sillons géosynclinaux ;

— la possibilité de voir le sillon situé au pied du talus continental, donc le plus éloigné du con-

minent, associé à des roches vertes, puisque le fond océanique y est de nature simique.

3. Mais les différences ne sont pas moins capitales :

— il n'y a pas, dans l'état actuel des connaissances, de ride à caractère sialique qui borde du côté interne (océanique) le sillon situé au pied du talus continental ; différence essentielle si l'on songe au rôle joué par cette ride dans la production des matériaux terrigènes et l'orogénèse de la chaîne considérée ²⁹ ;

— le sens des apports terrigènes est rigoureusement inverse du sens observé dans les chaînes géosynclinales : on se rappelle que l'origine des matériaux terrigènes est toujours à rechercher, à chaque instant de l'évolution géosynclinale, dans une zone plus interne que celle où se sédimentent les flyschs (cf. p. 652). Ici, rien de tel puisque tout le matériel terrigène vient de l'avant pays : aussi la sédimentation est-elle terrigène dans le sillon du plateau continental, tout autant que dans le sillon situé au pied du talus continental.

Nous avons examiné cette question des apports terrigènes générateurs des flyschs dans les pages précédentes (p. 652), envisageant même la possibilité d'existence de canyons sous-marins qui, traversant le sillon miogéosynclinal externe et la ride miogéantyclinale externe, viendraient déboucher dans le sillon eugéosynclinal interne ; mais nous sommes restés à bout d'arguments devant le fait que si les apports terrigènes provenaient de l'avant-pays et gagnaient de préférence le sillon eugéosynclinal interne, ils eussent laissé des traces dans le sillon miogéosynclinal externe. C'est bien le cas dans la disposition observée actuellement sur la côte atlantique des États-Unis : les sédiments du sillon du plateau continental, le plus proche du continent — celui qu'il conviendrait donc de comparer au sillon miogéosynclinal — sont de la série des « orthoquartzites » c'est-à-dire terrigènes. Ce n'est pas le cas dans le couple miogéosynclinal-eugéosynclinal dans lequel, pendant de longues périodes (par exemple, en Méditerranée, pendant le Crétacé), le sillon eugéosynclinal se remplit de matériaux terrigènes qui manquent complètement dans le sillon miogéosynclinal. Bien d'autres arguments pourraient être donnés qui ont été résumés ailleurs [Aubouin, 1961 b].

4. Donc, et sans systématiser, s'il est bien certain qu'il serait satisfaisant de pouvoir comparer les formes décrites par C. Drake, M. Ewing et G. H. Sutton au couple miogéosynclinal-eugéosynclinal, il reste une *différence fondamentale qui est dans la « polarité » du système, rigoureusement*

inverse dans les formes observées actuellement de ce qu'elle est dans les géosynclinaux. Peut-être la similitude des deux systèmes est-elle fortuite ; peut-être ne l'est-elle pas ; mais, dans ce dernier cas, il n'est pas possible d'escamoter la difficulté dans l'état actuel de nos connaissances ; pour la réduire, celles-ci devront progresser, tant dans le domaine océanographique que dans le domaine géologique.

II. La notion de géosynclinal et la période anté-alpine.

La comparaison entre la chaîne alpine et les chaînes anté-alpines sera beaucoup plus facile : en effet, ces chaînes anciennes sont nécessairement connues par *toute* leur histoire que l'on peut comparer à *toute* l'histoire alpine. La difficulté qu'on aperçoit dès l'abord c'est que, précisément, étant anciennes, elles ont été reprises dans des orogénèses ultérieures, notamment l'alpine ; ce qui en complique l'analyse. Sur ce point, à propos de la chaîne hercynienne qui sera examinée en premier, j'essaierai de montrer comment l'approche de la comparaison avec la chaîne alpine peut être plus ou moins facilitée ou rendue difficile par la manière dont on pose certains problèmes.

A) LA CHAÎNE HERCYNIENNE (VARISQUE).

Fig. 13.

On sait que les essais d'assimilation entre la chaîne hercynienne et la chaîne alpine ont tous

29. Il est vrai que l'on pourrait penser à la ride médio-atlantique pour jouer ce rôle de ride interne eugéantyclinale ; en effet, il fut un temps où on la considérait comme étant, pour partie, de nature sialique, constituant soit un bourrelet de sial entre les continents américain et eurafricain, soit le bord sialique du continent eurafricain au sens large, seul l'Atlantique occidental étant à fond simique.

Les études récentes ont amené à réviser cette opinion dans la mesure où cette ride médio-atlantique, crevée en son centre par un « rift » profond, semble essentiellement constituée par un gonflement de la couche basaltique (sima) avec des intrusions de péridotites provenant du manteau (M. Ewing et B. C. Heezen). Ce n'est peut-être pas d'ailleurs la dernière hypothèse sur la constitution de cette ride, chaque jour voyant les études océanographiques et géophysiques progresser davantage. Il est donc difficile d'en tenir compte dans l'état actuel des connaissances.

De toute manière, on sait, indépendamment de tout autre argument, que cette ride n'a pas émergé pour alimenter la sédimentation terrigène des zones subsidentes énumérées précédemment ; ce qui suffit à noyer propos.

On ne sera pas sans remarquer non plus la question des dimensions : l'Atlantique occidental, situé entre cette ride et le talus continental américain, est large d'environ 2 000 km, ce qui est beaucoup plus que tout sillon eugéosynclinal décrit jusqu'à ce jour.

plus ou moins abouti à un échec et il est classique de dire que ce sont deux chaînes très différentes. Je vais tenter, dans les lignes qui suivent, de préciser certaines de ces différences et, éventuellement, de marquer quelques ressemblances.

Il est vrai que l'approche de la comparaison entre la chaîne alpine et la chaîne hercynienne a été rendue difficile par le fait que certains problèmes étaient peut-être mal posés.

1. *Le problème des dimensions.* Pour ne considérer que le domaine eurafricain, il est classique de dire que la chaîne hercynienne est beaucoup plus vaste que la chaîne alpine, qu'elle déborde tant vers le Sud (Meseta marocaine en avant du Rif par exemple) que vers le Nord (pays de l'Europe moyenne où affleurent des massifs hercyniens, entre les bassins sédimentaires secondaires et tertiaires, à l'avant de l'arc alpino-karpathique) tandis que des noyaux hercyniens sont connus dans la chaîne alpine elle-même. Mais dans la mesure où on admet que la chaîne alpine s'est installée à l'emplacement de la chaîne hercynienne (les noyaux hercyniens qui affleurent dans le domaine alpin montrent toujours une discordance du Trias) à la suite d'une distension, il faut soustraire cette distension de l'actuelle largeur de la chaîne hercynienne, laquelle se trouve ramenée à des dimensions voisines de celles de la chaîne alpine ³⁰ (cf. p. 683).

2. *Le problème du métamorphisme et du magmatisme.* Jusqu'à une époque très récente, il était considéré que métamorphisme et magmatisme granitique caractérisaient fondamentalement les zones profondes d'une chaîne en voie de formation, pour tout dire le fond des fosses géosynclinales ; dans ces conditions, étaient considérées comme l'axe du géosynclinal hercynien les zones les plus métamorphiques et les plus granitisées, par exemple, en France, le Massif central ³¹.

Or, depuis quelques années, les études sur la chaîne alpine au sens large ont amené certaines de ces idées à se réviser (cf. *supra*) :

— en ce qui concerne le métamorphisme, il est caractéristique des zones internes indépendamment du fait que celles-ci soient des sillons ou des rides ; bref, c'est un « *métamorphisme de position* » ; d'ailleurs, une partie au moins de ce métamorphisme est tardi- ou post-tectonique et affecte des zones qui n'ont plus leur caractère paléogéographique initial, mais déjà leur nature d'unités tectoniques ;

— en ce qui concerne les intrusions granitiques, elles sont également caractéristiques des zones internes quelle que soit la nature de celles-ci ; plus particulièrement, loin de se manifester dans le sillon eugéosynclinal, elles caractérisent

la ride eugéantyclinale plus interne, ou plus encore certains noyaux cristallins anciens, intermédiaires entre la branche dinarique et la branche alpidique (massif intermédiaire ou « *Zwischengebirge* » de L. Kober ; « noyau rhodopien » de J.-H. Brunn) ; de même, ces intrusions magmatiques sont tardi-tectoniques ou post-tectoniques, c'est-à-dire qu'elles se produisent dans des zones qui n'ont plus leur signification paléogéographique originelle, mais déjà leur nature d'unités tectoniques. Cette dernière remarque montre qu'en fait on ne peut rapporter ni la granitisation, ni le métamorphisme à une zone paléogéographique donnée, mais à des unités tectoniques, celles-ci internes.

Si l'on doit donc interpréter le métamorphisme et le magmatisme de la chaîne hercynienne à la lumière des mêmes phénomènes d'âge alpin, il le faut faire en fonction de la conception que l'on a actuellement de ceux-ci.

3. *Le problème de la tectonique.* Celui-ci est fort complexe car on ne connaît de la chaîne hercynienne que des fragments dispersés, soit séparés par des bassins sédimentaires (« massifs hercyniens »), soit incorporés à des chaînes de montagne plus récentes (« noyaux hercyniens » des chaînes alpines) tandis que l'on connaît les « organes » élémentaires constitutifs de la chaîne alpine au sens large. En outre, on a trop tendance à rechercher des directions dans la chaîne hercynienne sans se préoccuper de leur âge ; pourtant, la chaîne hercynienne se fait en plusieurs phases dont H. Stille [1924] a récapitulé le calendrier ; il est cependant classique de parler, en France, d'un « V » hercynien dont la branche la plus occidentale de « direction armoricaine » est formée de structures d'âge sudète (tectonique du Massif armoricain), tandis que la branche orientale de « direction varisque » est formée de structures d'âge saalien (tectonique des bassins houillers de l'Est du Massif central) ³². A tout le moins, faudrait-il décrire les structures qui correspondent à chaque phase déterminée de la tecto-orogénèse hercynienne ; et les comparer aux structures successives qu'on observe dans la chaîne alpine ; et tenter de les attribuer, soit au stade d'orogénèse

30. Étant bien entendu qu'on ne saurait comparer la totalité de la chaîne hercynienne aux seules Alpes ; mais à toute la chaîne alpine, c'est-à-dire le cadre tertiaire de la Méditerranée ; et à plus grande échelle, de toute la Mésogée jusqu'aux îles de la Sonde.

31. Encore que cette conception soit relativement récente ; plus anciennement tous les vieux socles métamorphiques, incorporés à la chaîne hercynienne, étaient considérés comme antécambriens ; sans preuves d'ailleurs.

32. A. Demay [1948] le premier, a mis en évidence, un « V » antéstéphanien dans le Massif central français.

de la période géosynclinale, soit à la période tardi-géosynclinale, soit à la période postgéosynclinale.

4. De toute manière, l'analyse de la chaîne hercynienne est rendue difficile par le fait que les fragments qui en sont actuellement visibles ont été découpés par des phénomènes qui n'ont aucun rapport avec l'histoire hercynienne proprement dite, mais au contraire avec l'histoire alpine, qu'il s'agisse de l'individualisation des bassins sédimentaires de l'Europe moyenne ou des zones isopiques géosynclinales de la chaîne alpine. Aussi, loin d'offrir comme cette dernière des « organes » complets à l'observation, la chaîne hercynienne n'offre-t-elle que des « morceaux » sans que l'on sache exactement à quel organe de la chaîne ils appartenaient ; c'est sans doute l'une des tâches les plus complexes que de reconstituer ces organes hercyniens pour les comparer aux organes de la chaîne alpine ; ce travail a été tenté un certain nombre de fois, notamment par A. Demay [1934] et surtout H. Stille [1951] et son école ; j'en tiendrai compte dans la suite.

a) LA PÉRIODE GÉOSYNCLINALE.

α. *La cordillère de l'Europe moyenne.* L'élément sur lequel je raisonnerai est, non pas tel ou tel massif hercynien, mais l'ensemble de la « cordillère de l'Europe moyenne » de P. Pruvost (« rheinische Orogen » de H. Stille) mise en place essentiellement par une orogénèse allant de la fin du Dinantien (phase sudète) à la fin du Westphalien (phase asturienne) et dans laquelle on reconnaît un ensemble à symétrie centrifuge dont l'axe (« alemanischer Scheitelung » de H. Stille) serait marqué par une zone allant du Sud du Massif armoricain au massif de Bohême par la Vendée, le Massif central français, les Vosges, la Forêt Noire. Cette symétrie se manifeste dans la paléogéographie, le développement de l'orogénèse, la tectonique, le métamorphisme, le magmatisme.

— La paléogéographie.

Il convient de se fonder, pour définir la paléogéographie hercynienne des différentes zones, sur la seule couverture dévono-dinantienne.

Le Cambro-Silurien appartient au cycle calédonien et l'on découvre chaque jour davantage que la chaîne calédonienne a très largement débordé le domaine compris entre le bouclier scandinave et le bouclier nord-atlantique (ou des Hébrides) : pratiquement, toute la branche nord de la cordillère de l'Europe moyenne est caractérisée par la discordance du Dévonien au-dessus d'un Cambro-Silurien plissé, localement métamorphisé et injecté de granite ; dans ces condi-

tions, le Cambro-Silurien appartient au « socle » du point de vue de la chaîne hercynienne ; la branche sud de la même cordillère montre plus souvent une continuité de sédimentation entre le Cambro-Silurien et le Dévono-Dinantien.

Le Précambrien est lui-même très répandu dans le domaine hercynien ; en général, le Cambro-Silurien qui le surmonte est discordant (phase cadomienne) ; de la sorte, ce Précambrien représentait le « socle » pour la chaîne calédonienne.

La branche nord de la cordillère de l'Europe moyenne a été subdivisée par F. Kossmatt [1927], en Allemagne, en un certain nombre de zones définies non seulement sur leurs séries stratigraphiques mais aussi sur leurs caractères magmatiques ; ce ne sont donc pas exactement, comme nous allons le voir, des zones paléogéographiques ; mais la différence est minime.

Depuis l'axe de la cordillère de l'Europe moyenne jusqu'à son avant-pays de l'Europe du Nord, F. Kossmatt distingue successivement, la zone moldanubienne, la zone saxo-thuringienne, la zone rhéno-hercynienne, la zone westphalienne, cette dernière ayant le sens d'une avant-fosse (avant-fosse subvarisque de H. Stille [1929]).

• *La zone moldanubienne* (fig. 13, III), définie dans le massif de Bohême, y est caractérisée fondamentalement par l'existence d'un socle antécambrien recouvert d'une série infracambrienne plissée (phase cadomienne) surmontée d'une couverture cambro-silurienne (Barrandides) affectée par un plissement calédonien précoce (à la fin de l'Ordovicien ; c'est sensiblement la phase « taconique ») et par une couverture gothlando-dévono-néritique, à prédominance calcaire, parfois même continentale puisqu'on connaît quelques niveaux à faciès Vieux Grès rouges intercalés dans le Dévonien ; la zone moldanubienne émerge définitivement à la fin du Dévonien (phase bretonne) et on n'y connaît pas de Carbonifère inférieur et moyen ; le Carbonifère supérieur, discordant (Stéphanien, avec un peu de Westphalien D semble-t-il) est limnique (bassins de Pilsen et de Kladno-Rakonitz).

Du point de vue du cycle hercynien proprement dit, la zone moldanubienne apparaît donc comme un haut-fond à sédimentation néritique, précocement soulevée avant le Carbonifère et montrant très largement un socle plus ancien affecté par des orogénèses variées, calédonienne, cadomienne et plus anciennes.

La zone moldanubienne se poursuit vers le Sud-Est :

o dans la Forêt Noire moyenne et méridionale : socle antécambrien métamorphique (gneiss et micaschistes ;

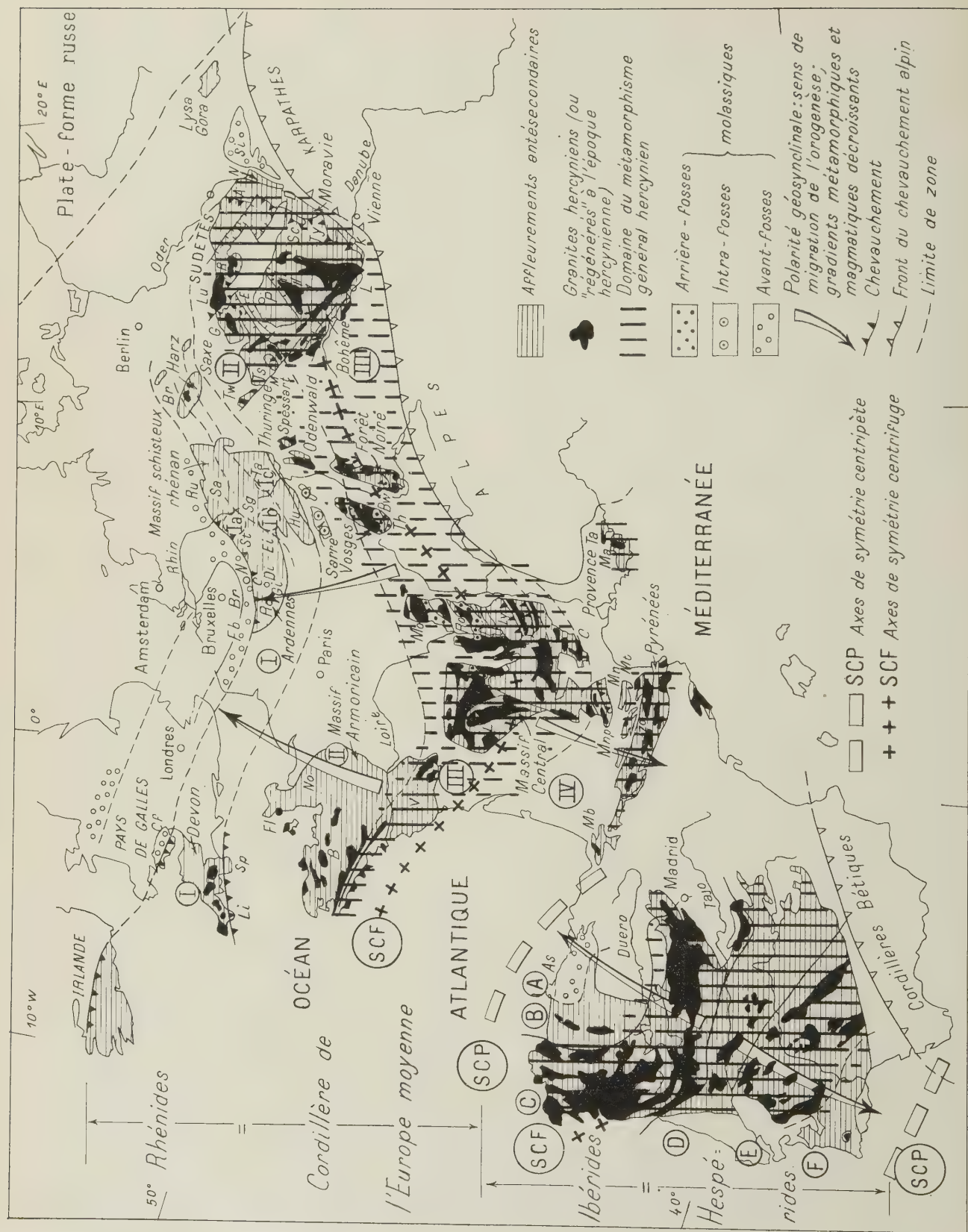


Fig. 13. — Esquisse structurale de l'Europe hercynienne extra-alpine.
Sur cette carte ne figurent pas les séries postgéosynclinales (Carbonifère supérieur).

Cette carte, qui n'est que schématique, a été établie grâce aux documents sur la chaîne varisque qui sont énumérés dans la bibliographie, et notamment les travaux d'ensemble de KOSSMAT [1927] et de STILLE [1951].

Le détail des cartes a été réalisé : pour la *cordillère de l'Europe moyenne*, Ardenne ou massif schisteux rhénan, Harz, Odenwald, Spessart, Thuringerwald, Erzgebirge, Sudètes, Bohême, Forêt Noire d'après P. DORN [1960] ; Vosges d'après J. JUNG [1928] ; Massif armoricain d'après M. GRANDOR [1961] et J. COGNÉ

Séries géosynclinales.

1) CORDILLÈRE DE L'EUROPE MOYENNE (RHÉNIDES).

I et V, BRANCHE NORD. I. *Zone rhéno-hercynienne* : Dévono-Carbonifère discordant sur le Cambro-Silurien non métamorphique affleurant en antichinal dans la région de Rocroi (Ro), Stavelot (St), Givonne (Gi), du Condroz (C) au Nord et du Hunsrück (Hu) et du Taunus (Ta) au Sud ; pas de métamorphisme hercynien ; pas d'intrusions granitiques hercyniennes sauf dans le Harz (granulites du Brocken, Br, et dans le Devon) ; tectonisation tardive (phase asturienne).

Br : granite du Brocken ; C : antichinal du Condroz ; Di : synclinal de Dinant ; Ei : synclinal de l'Eifel ; Gi : antichinal de Givonne ; Hu : Hunsrück ; N : Namur ; Ro : antichinal de Rocroi ; Sa : Sauerland ; Sg : Siegerland ; St : antichinal de Stavelot ; Ta : Taunus.

Grâce au faciès, on peut distinguer une zone rhéno-hercynienne externe (I a) à caractère de sillons miogéosynclinal, une zone rhéno-hercynienne moyenne (I b) à caractère de ride miogéosynclinal, une zone rhéno-hercynienne interne (I c) à caractère de sillons eugéosynclinal (cf. p. 675-676). Vers l'Ouest, les zones rhéno-hercyniennes externe et moyenne semblent se terminer axialement, seule, la zone rhéno-hercynienne interne se développant dans le Devon.

II. *Zone saxo-thuringienne* : socle antéhercynien, antécambrien ou calédonien, plus ou moins métamorphique, repris par le métamorphisme et la granitisation hercynienne ; métamorphisme hercynien relativement faible, granitisation tardi-tectonique puissante (parfois régénération de plutons antéhercyniens).

Grâce au faciès, on peut y distinguer : une zone saxo-thuringienne externe caractérisée par le développement des roches ultrabasiqes au Dévonien moyen, supérieur et au Dinantien, peu représentée à l'affleurement en raison des couvertures secondaires, tertiaire et quaternaire (Sud des Cornouailles, Thuringerwald ; Bas-Harz *pro parte*) ; et une zone saxo-thuringienne interne à couverture dévono-carbonifère lacunaire, néritique, précocement tectonisée (phase bretonne à phase sudète) (cf. p. 674-675).

B : Bretagne ; E : Erzgebirge ; F : Fichtel Gebirge ; G : Granulit-Gebirge ; Li : cap Lizard ; M : massif du Münchberg ; No : Normandie ; Sp : Stuart point ; Ts : Thuringerschiefergebirge ; Tw : Thuringerwald.

III. *Zone moldanubienne* (ou arverno-vosgienne) : fragment de socle antécambrien

2) *MESETA IBÉRIQUE* (IBÉRIDES).

L'analyse des zones paléogéographiques est moins précise que celle de la cordillère de l'Europe moyenne et surtout de sa branche nord ; on peut néanmoins y distinguer, à la suite de F. LORZÉ [1945] (p. 681-682), la zone cantabrique (A), la zone du Léon et des Asturies occidentales (B), la zone de Galice et de Castille (C), la zone alcaduennaise et de Lusitanie orientale (D), la zone de l'Ossa Morena (E), la zone sudportugaise (F) enfin. La tectonique, l'orogénèse, le métamorphisme, le magmatisme et les divers gradients dont ils témoignent permettent de reconnaître, dans la zone de Castille et de Galice, un *axe de symétrie centrifuge équivalent de*

[1960] ; pour le *Massif central* après A. DEMAY [1948], J. JUNG [1946], M. ROGUES [1941], etc. ; pour la *Montagne Noire* d'après B. GÉZE [1949] ; pour le *Mouthoumet* d'après M. DURAND DELGA [1948] ; pour les *Pyrénées* d'après G. GUTTARD [1958], E. RAGUIN [1938], L. U. DE SITTER [1956], H. J. ZWART [1954] ; pour la *Meseta Ibérique* (Ibérides) d'après F. LORZÉ [1945].

Cette carte sert d'orientation à la longue analyse qui en est faite de la p. 669 à la p. 685.

(ou calédonien par endroits), affecté par un (ou plusieurs) métamorphisme et une granitisation antéhercynienne ; repris puissamment par le métamorphisme et la granitisation hercynienne ; couverture sédimentaire dévono-carbonifère très réduite : Dévonien supérieur sporadique ; Carbonifère inférieur (Dinantien) dans des fossés limités, discordant, associé à une puissante activité volcanique trachyandésitique accompagnée d'intrusions granodioritiques, bref, sédimenté dans des arrière-fosses (série tardigéosynclinale interne) ; Carbonifère moyen absent ; Carbonifère supérieur discordant, lacustre dans des fossés d'effondrement (série postgéosynclinale interne).

Bw : fossé Badenweiler-Lenzkirch ; L : Limousin ; Ly : Mts du Lyonnais ; Mo : Morvan ; P : Prague ; Ro : fossé de Roanne ; Th : synclinal de Thann ; V : Vendée, IV, BRANCHE SUD. Dans l'état actuel des choses et des affleurements en grande partie réincorporés aux chaînes d'âge tertiaire, il est plus difficile d'établir une zonation dans la branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne ; je me suis donc borné à représenter la répartition du métamorphisme et de la granitisation en laissant, malgré tout, un point d'interrogation sur les Pyrénées ; on trouvera l'analyse de cette partie p. 676.

C : Cévennes ; Ma : Maures ; Mb : massifs basques ; Mn : Montagne Noire ; Mnp : massifs nord-pyrénéens ; Mt : Mouthoumet ; Ta : Tanneron ; Za : zone axiale des Pyrénées.

La carte fait apparaître fort clairement un *axe de symétrie centrifuge correspondant au bloc moldanubien qui a le sens d'un arrière-pays intermédiaire* ; cette symétrie centrifuge se manifeste, non seulement dans la paléogéographie (p. 671-677), mais aussi dans la tectonique (p. 677-678), l'orogénèse (p. 679), le métamorphisme (p. 679), le magmatisme (p. 680). La cordillère de l'Europe moyenne est une classique chaîne à double déversement dans un secteur où l'arrière-pays intermédiaire est représenté.

SUDÈTES ET ZONE MORAYE. La signification de ces régions est analysée dans le texte p. 676-677.

A : Altvalter ; D : Drahaner Plateau ; Lu : Lusace ; N : Niedere Gesenke ; R : Riesens Gebirge ; Sc : fenêtre de la Schwarzwald ; Ty : fenêtre de la Thaya.

2) MESETA IBÉRIQUE (IBÉRIDES).

l'axe moldanubien. La Meseta ibérique correspond donc, elle aussi, à une chaîne à double déversement.

Aux deux axes de symétrie centrifuge, moldanubien et castillan, correspondent deux axes de symétrie centripète : *l'axe passant par l'avant-fosse commune des Asturies séparant la cordillère de l'Europe moyenne de la Meseta ibérique* ; l'axe passant au niveau du détroit de Gibraltar et séparant la Meseta ibérique de la Meseta marocaine. On remarquera que les dimensions transversales de la cordillère de l'Europe moyenne et de la Meseta ibérique sont tout à fait comparables.

Séries tardigéosynclinales.

des Vosges (Th : synclinal de Thann), dans le NE du Massif central français (Mo : Morvan ; Ro : région de Roanne).

b) *intra-fosse d'âge carbonifère moyen* : faciès molassique continental sans volcanisme associé : exemple : bassin westphalien de la Sarre (couche de Sarrebruck).

Voir suite de la légende page 674.

ectinites et migmatites) formant l'essentiel de la Forêt Noire moyenne; Dévonien indéterminé dans le Sud; émergence à la fin du Dévonien (phase bretonne) accompagnée de tectonisation; Dinantien à faciès « kulm » riche en tufs volcaniques trachyandésitiques, discordant sur le socle, dans le fossé Badenweiler-Lenzkirch au S de la Forêt Noire;

o dans les Vosges moyennes et méridionales: socle antécambrien métamorphique (gneiss et micaschistes; ectinites et migmatites: gneiss de Remiremont, d'Urbeis, de Sainte-Marie-aux-Mines) formant une partie des Vosges moyennes; Dévonien schisteux intercalés de diabases, indéterminé, au Sud, près de Belfort; émergence à la fin du Dévonien (phase bretonne); Dinantien discordant, dans le synclinal de Thann au S des Vosges, à faciès kulm, associé à des masses puissantes de tufs volcaniques (rhyolites, trachytes, andésites) et traversé de granites et granodiorites; Stéphanien discordant des bassins de Saint-Dié, Villé, Sainte-Hippolyte dans les Vosges moyennes, de Ronchamp dans les Vosges méridionales;

o dans le Massif central (sauf la Montagne Noire): socle antécambrien métamorphique (gneiss et micaschistes; ectinites et migmatites) constituant une grande partie du Massif central, notamment à l'W de la Limagne, sans qu'on sache avec certitude l'âge de tous les gneiss, dont une partie au moins est reprise par le métamorphisme hercynien; Dévonien supérieur calcaire puis schisteux (grauwackes) dans les faisceaux du Morvan et du Beaujolais au Nord; Dinantien discordant (phase bretonne) sur le Dévonien (faisceau du Morvan) ou le socle (faisceau du Beaujolais), à faciès kulm associé à de puissantes masses de tufs volcaniques (rhyolites, trachytes, andésites) et traversé de granite³³; Stéphanien discordant des très nombreux bassins houillers limniques du Massif central;

o dans la Bretagne méridionale (et la Vendée) où existent, sous les phyllades infra-cambriennes, des micaschistes et des gneiss granitisés (granitisation du Moëlan; granito-gneiss de Moëlan, de Lanvaux, de Pénestin, de Bouvron [Cogné, 1960]) d'âge antécambrien, repris par le métamorphisme et la granitisation hercynienne; ce socle ancien supporte du Cambro-Ordovicien par endroits; le Dévonien moyen est discordant en Vendée (phase calédonienne); le Dinantien manque (phase bre-

tonne); le Namurien limnique est discordant (phase sudète); le Westphalien limnique est discordant (phase de l'Erz Gebirge); le Stéphanien discordant (phase asturienne) puis plissé (phase saalienne).

Bref, cette zone moldanubienne au sens large est caractérisée par un socle antécambrien souvent très métamorphique (« massif moldanubien » de Bohême; « massif arverno-vosgien » en France) repris dans l'orogénèse calédonienne et surtout hercynienne; du point de vue du cycle hercynien, le Dévonien, à faciès variable, y est incomplet, commençant par ses niveaux moyens et supérieurs; le Dinantien manque ou est représenté dans des fossés isolés par un faciès kulm discordant associé à un puissant volcanisme intermédiaire: *il a donc les caractères de séries d'intra-fosses ou arrière-fosses molassiques tardigéosynclinales associées à un volcanisme subséquent*; le Westphalien manque en général ou, exceptionnellement présent, est alors continental; le Stéphanien est toujours discordant et limité à d'étroits bassins limniques qui ont les caractères de fossés postgéosynclinaux.

D'autres caractères que nous reverrons sont remarquables: orogénèse précoce (phase bretonne), puis permanente, continue (toutes les phases hercynienne, sudète, de l'Erz Gebirge, saalienne, etc., y sont reconnaissables, chacune ayant des caractères différents) que nous analyserons plus loin; importance de la granitisation et du métamorphisme hercynien (cf. p. 679-681).

• La zone saxo-thuringienne (fig. 13, II), en Saxe et en Thuringe, est caractérisée par l'exis-

33. Dans le détail, le Viséen est discordant sur le Tournaisien dans le faisceau du Beaujolais (J. Jung).

Suite de la légende de la figure 13.

c) avant fosse d'âge carbonifère moyen. L'avant-fosse nord (avant-fosse subvarisque = zone westphalienne) est très développée au front nord de la Cordillère de l'Europe moyenne: bassin houiller parallèle, formant une double série séparée par la terre de Saint-Georges et de Brabant, puis une seule à partir de la Campine et de la Ruhr jusqu'en Silésie, encore que la continuité entre Ruhr et Silésie ne soit pas connue.

L'avant-fosse sud, commune à la cordillère de l'Europe moyenne et à la Meseta ibérique, est bien connue dans les Asturies (Houiller carbonifère moyen à supérieur).

As: Asturies; Ca: Campine; Cf: bassin de Cardiff; Fb: bassin franco-belge; Ru: Ruhr; Si: Silésie.

Les fosses molassiques sont plus anciennes (Carbonifère inférieur) dans l'axe de la cordillère de l'Europe moyenne c'est-à-dire à l'intérieur (arrière-fosse), plus récentes sur les bords

de la dite cordillère, c'est-à-dire à l'extérieur (Carbonifère moyen); le faciès des sédiments qui s'y trouvent est également fort différent, les arrière-fosses étant caractérisées par leur association avec le volcanisme trachyandésitique.

Séries postgéosynclinales.

Elles ne sont pas figurées sur cette carte. Elles sont accumulées dans des bassins d'âge carbonifère supérieur, effondrés dans l'axe de la cordillère de l'Europe moyenne (bloc moldanubien), mais débordant celui-ci tant au Nord qu'au Sud sans toutefois atteindre la zone rhéno-hercynienne: bassins houillers stéphanien-autuniens très nombreux dans le Massif central français mais existant également en Bretagne, dans les Pyrénées, dans les Vosges, la Forêt Noire et l'ensemble bohémien.

Ces organes de la chaîne hercynienne étant individualisés (sur cette carte, deux chaînes à double déversement, c'est-à-dire quatre couples) on remarquera alors que leurs dimensions sont tout à fait comparables à celles de la chaîne alpine (à la différence de l'extraordinaire secteur où les Alpes occidentales et l'Apennin viennent en contact); on peut comparer, par exemple, la chaîne à double déversement Dinarides-Balkan et la cordillère de l'Europe moyenne et voir que leurs largeurs sont sensiblement identiques (voir également fig. 4).

On remarquera enfin, que les directions alpines (voir fig. 4) sont quelconques par rapport aux directions hercyniennes; si donc, il y a des secteurs où l'héritage hercynien se manifeste dans la chaîne alpine, la coïncidence semble être fortuite et locale.

tence d'une série antécambrienne plus ou moins métamorphique et granitisée, surmontée en discordance par une série cambro-silurienne, affectée par un plissement calédonien accompagné de métamorphisme et de granitisation (par exemple, granite de Rumberger dans les Sudètes occidentales);

- o dans la *zone saxo-thuringienne interne* (fig. 13, II) (bande allant du Fichtel Gebirge à l'Erz Gebirge et aux Sudètes occidentales), le Dévonien supérieur est transgressif et de faciès varié, en général néritique et peu épais comme dans les Sudètes occidentales; une émergence se situe à la fin du Dévonien (phase bretonne); le Dinantien transgressif est discordant: dans l'Erz Gebirge, il est calcaire, néritique et peu épais; dans les Sudètes occidentales, il s'agit d'un Dinantien à faciès kulm qui, étant donné sa discordance sur les terrains plus anciens, doit plutôt être attribué à une molasse qu'à un flysch; le plissement principal est post-dinantien (phase sudète) ou un peu plus tardif (phase de l'Erz Gebirge); quelques lambeaux de Stéphanien limnique sont discordants;

- o dans la *zone saxo-thuringienne externe* (fig. 13, II) (Thüringer Schiefer Gebirge et plus à l'extérieur, Thüringerwald et Bas-Harz), le Dévonien prend le faciès grauwaacke plus profond et contient de puissantes intercalations de roches vertes (Dévonien supérieur du Thüringerwald et du Bas-Harz); le Dinantien à faciès kulm, intercalé de diabases, prend la suite du Dévonien en concordance; les plissements majeurs se situent à la fin du Dinantien (phase sudète).

Du point de vue du cycle hercynien, la zone saxo-thuringienne apparaît donc assez complexe; la zone saxo-thuringienne interne est une zone de haut-fond, affectée d'une émergence précoce à la fin du Dévonien sans qu'il en résulte des structures tectoniques importantes mais auxquelles succède un Dinantien à faciès varié, soit calcaire et néritique, soit kulm et discordant (molasse); la zone saxo-thuringienne externe est une zone de transition: les calcaires du Dévonien supérieur passent à une série pélagico-terrigène plus profonde (grauwaacke), associée à des roches vertes; les calcaires du Dinantien passent au faciès kulm, concordant sur le Dévonien (flysch). La zone saxo-thuringienne externe paraît donc être une zone de transition entre la zone saxo-thuringienne interne et la zone rhéno-hercynienne.

La zone saxo-thuringienne interne semble pouvoir se prolonger vers l'Ouest dans le Massif armoricain: socle antécambrien peu métamorphique (phyllades de Saint-Lô), granitisé (plutons granitiques dans le Bocage normand, « granite de Vire », de la Mayenne, du Nord de la Bretagne); Cambro-Silurien discordant (orogénèse cadomienne, ou assyntique); Dévonien transgressif (orogénèse calédonienne peu marquée d'ailleurs) et néritique en

moyenne; Dinantien à faciès kulm discordant (phase bretonne) et plissé (phase sudète); Stéphanien limnique discordant.

La zone saxo-thuringienne externe pourrait se prolonger vers l'Ouest, dans la zone du Lizard, au S de la Cornouaille britannique, caractérisée par son Dévonien à faciès de grauwaacke intercalé de roches vertes et son Dinantien concordant à faciès kulm intercalé de diabases.

- *La zone rhéno-hercynienne* (fig. 13, I), est elle-même extrêmement complexe du point de vue paléogéographique. Elle comprend, semble-t-il, au moins trois séries de faciès qui, d'ailleurs, avaient été distinguées par F. Kossmatt lui-même:

- o une *zone interne* (fig. 13, I c), comprenant la partie sud du massif schisteux rhénan et le Harz, caractérisée par, en discordance sur le Cambro-Silurien (orogénèse calédonienne), une série dévono-carbonifère extrêmement épaisse ou prédominant les faciès détritiques surtout sur son bord méridional (Hunsrück, Taunus), tandis que dans sa partie axiale (synclinalorium de la Hesse), prédominent des faciès plus profonds pélagico-terrigènes (grauwackes); le Dinantien y est représenté par un faciès kulm puissant concordant avec le Dévonien (flysch);

- o une *zone moyenne* (fig. 13, I b) bien individualisée dans la partie moyenne du massif schisteux rhénan où elle comprend essentiellement le Siegerland, caractérisée, après une puissante accumulation détritique du Dévonien inférieur (Siegenien), par une tendance permanente à l'émergence soulignée par de nombreuses lacunes et des faciès néritiques;

- o une *zone externe* (fig. 13, I a) enfin, correspondant à l'Ardenne et au Nord du massif schisteux rhénan (Sauerland) caractérisée par, en discordance sur le Cambro-Silurien (phase calédonienne), une couverture dévono-dinantienne, nettement caractéristique d'un sillon dans le Sauerland; sillon où s'accumulent des dépôts pélagico-terrigènes, plus ou moins siliceux dans son axe, tandis que, sur son bord nord, on passe à des calcaires caractéristiques de la plate-forme de l'Europe du Nord constituant l'avant-pays hercynien, et que, sur son bord sud, s'y intercalent des grauwackes passant latéralement au faciès kulm des zones plus internes [Paproth et Graulich, 1958].

Vers l'Ouest, la zone rhéno-hercynienne interne se retrouve dans le Devon, avec un Dévonien schisto-gréseux puissant, surmonté en concordance par un Kulm également puissant. Par contre, les zones rhéno-hercynienne moyenne et externe manquent: la zone moyenne a déjà disparu dans l'Ardenne; la zone externe disparaît entre l'Ardenne et le Devon, puisque dans le Nord du Devon, le Dévonien s'intercale de niveaux à

faciès Vieux Grès rouges et le Dinantien passe aux faciès calcaires du Sud du Pays de Galles. C'est un nouvel exemple de la terminaison axiale des zones isopiques, peut-être annonciatrice de la fin de la cordillère de l'Europe moyenne plus à l'Ouest.

De ce qu'il vient d'être dit, il semblerait pouvoir résulter que :

- o la zone rhéno-hercynienne externe soit un sillon miogéosynclinal caractérisé par des faciès essentiellement calcaires, et par une tectonisation tardive (phase asturienne) ;

- o la zone hercynienne moyenne soit à caractère de ride miogéanticlinale, localisée au Siegerland, sur la même transversale que le sillon du Sauerland ;

- o la zone rhéno-hercynienne interne soit un sillon eugéosynclinal caractérisé par des faciès pélagico-terrigènes précoces dès le Dévonien (grauwackes) et au Dinantien par le faciès kulm concordant (flysch) ;

- o la zone saxo-thuringienne externe soit une zone de transition entre le sillon eugéosynclinal et la ride eugéanticlinale, zone de transition marquée par les épanchements de roches vertes ;

- o la zone saxo-thuringienne interne soit une ride eugéanticlinale caractérisée par des faciès dévoniens transgressifs et néritiques ; une émerision ancienne (phase bretonne) suivie d'une transgression du Dinantien à faciès varié déposé dans des fosses molassiques (kulm discordant) ; une tectonisation précoce (phase sudète) ;

- o la zone moldanubienne soit un arrière-pays intermédiaire (massif intermédiaire ou *Zwischengebirge*), comme H. Stille l'avait indiqué [1951], caractérisé par une couverture dévonienne transgressive, très néritique et lacunaire, et par une tectonisation précoce (phase bretonne), suivie par la transgression d'un Dinantien à faciès kulm dans des fosses molassiques où il s'associe à un puissant volcanisme trachyandésitique.

En résumé, dans la *branche nord de la cordillère de l'Europe moyenne*, on peut distinguer en allant de l'intérieur vers l'extérieur, quatre types de zones :

- o celles qui émergent à la fin du Dévonien et soit demeurent émergées pour les plus internes (zone moldanubienne *pro parte*), soit sont immergées de nouveau, tout au moins localement, pendant le Dinantien qui a un faciès néritique ou le faciès kulm discordant (molasse) (zone moldanubienne *pro parte*, zone saxo-thuringienne) ;

- o celles qui se soulèvent à la fin du Dinantien, lequel est représenté par un faciès kulm concordant (flysch) sur le Dévonien, conséquence sédimentaire de l'émerision des zones précédentes et

dans lesquelles on reconnaît le sillon eugéosynclinal (zone rhéno-hercynienne interne) ;

- o celles qui émergent entre la fin du Dinantien et la fin du Westphalien et qui sont caractérisées par l'absence du faciès kulm (zone rhéno-hercynienne moyenne et externe) ; on y reconnaît le domaine miogéosynclinal dans lequel, en fonction des détails de faciès, on peut distinguer la ride miogéanticlinale et la ride miogéosynclinale ;

- o celles qui émergent à la fin du Westphalien et sont caractérisées par un Westphalien à faciès molassique, conséquence sédimentaire de l'orogénèse de toutes les zones précédentes (bassins houillers paralliques) et dans lesquelles on reconnaît une « avant-fosse » (zone westphalienne ou avant-fosse subvarisque) (cf. p. 683).

L'analyse de la *branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne* est infiniment plus délicate comme il a été dit. Dans l'ensemble, on pourra seulement essayer d'y chercher ces quatre zones :

- o dans la zone la plus interne, on ne connaît pas de dépôts sédimentaires du Paléozoïque supérieur puisque tous les terrains y sont métamorphiques ; c'est le Sud du massif averno-vosgien qui prolonge probablement l'axe moldanubien ;

- o la zone caractérisée par l'existence d'un faciès kulm concordant est par contre très bien connue : plus externe donc plus méridionale, elle comprend la Montagne Noire et l'essentiel des Pyrénées et des chaînes catalanes ;

- o la zone dépourvue de faciès kulm n'est pas connue à l'affleurement puisque, après l'interruption de la chaîne secondaire cantabrique, c'est directement la zone de l'avant-fosse westphalienne des Asturies que l'on voit apparaître (kantabrische Zone de F. Lotze).

Il y a donc dans la *paléogéographie, de part et d'autre de la zone moldanubienne, une certaine symétrie telle que la zone moldanubienne soit un arrière-pays intermédiaire (massif intermédiaire ou *Zwischengebirge*)*.

Dans cet esprit, les *Sudètes orientales et la région morave* posent un problème classique mais dont il faut bien dire qu'il n'est pas définitivement résolu.

Il s'agit d'une zone subméridienne qui constitue la partie orientale du massif bohémien ; elle est chevauchée vers l'Est par le bloc moldanubien, selon une ligne qui s'amorce au Sud dans la région de Krems sur le Danube pour aller vers le Nord en direction de Breslau (Wrocław), après un certain nombre de décrochements, en se poursuivant entre Sudètes occidentales chevauchantes et Sudètes orientales chevauchées. On retrouverait là, de l'extérieur vers l'intérieur (de l'Est vers l'Ouest) une série de zones qui sont :

- le bassin houiller de Haute-Silésie qui correspond à une fosse molassique d'âge carbonifère moyen ;

— une série orientale développée dans les Niedere Gesenke au N d'Olmütz et le Drahaner Plateau entre Olmütz et Brünn (Brno) au Sud, caractérisée par une sédimentation qui n'est pas sans rappeler celle de la zone rhéno-hercynienne : dans sa partie la plus orientale, on y observe les passages au faciès Vieux Grès rouges du Dévonien surmontés par des calcaires récifaux qui constituent le Karst morave (mährischen Karst) et qui ont le caractère de faciès de bordure de l'avant-pays (cf. p. 675) ;

— une série occidentale qui constitue d'ailleurs l'essentiel de la région morave et qui est caractérisée par un Dévonien à faciès pélagico-terrigène associé dans sa partie interne avec des coulées de diabases d'âge dévonien moyen ; cette série, plus ou moins métamorphisée, constitue les nappes moraves charriées vers l'extérieur c'est-à-dire vers l'Est ; cette zone morave possède un socle anté-hercynien, calédonien ou plus ancien, qui apparaît, du Nord au Sud, dans le massif de l'Altvater, dans les deux fenêtres de Schwarzava et de Thaya et dans le cortège granitique de Brünn, tout matériel ancien qui a été repris, « régénéré » par le métamorphisme hercynien ;

— le socle moldanubien qui chevauche la zone précédente affleurant largement dans les fenêtres de la Schwarzava et de la Thaya.

Il y a donc là une certaine symétrie — centrifuge — avec la branche nord de la cordillère de l'Europe moyenne qui assignerait au bloc moldanubien, comme un grand nombre d'auteurs l'ont indiqué (notamment H. Stille), le sens d'un massif intermédiaire (« arrière-pays intermédiaire ») ; il y a tout de même quelques différences dans la mesure où il semble que toute la tectonisation de cette zone morave et le chevauchement du bloc moldanubien soient à rapporter à la phase bretonne, anté-carbonifère, le Carbonifère inférieur (Dinantien) ayant un faciès kulm discordant sur les terrains antérieurs (molasse). Dans cet esprit, la région morave et les Sudètes orientales seraient la suite des zones connues au Sud du massif arverno-vosgien appartenant à la zone moldanubienne comme nous l'avons vu (les nappes moraves pourraient être rapprochées des nappes cévenoles de A. Demay, comme cet auteur l'a envisagé [1934]).

Bien des difficultés subsistent qui tiennent, en grande partie, au fait que le front des Karpathes dissimule à l'observation la suite hercynienne. Il reste, en effet, le grand problème de savoir si, étant admis que cette zone morave représente la branche méridionale de la cordillère de l'Europe moyenne, elle se raccorde avec la branche nord de la dite cordillère périphérieurement au bloc moldanubien, ou si elle en demeure toujours séparée plus à l'Est : c'est une discussion qui dure depuis longtemps comme A. Demay [1934], H. Stille [1951], parmi d'autres, l'ont rappelé, les auteurs ayant pris des positions favorables à l'une des hypothèses ou à l'autre. Pour les uns, en effet, le système à double déversement se poursuivrait vers l'Est après que le massif intermédiaire moldanubien, tel un noyau, ait disparu ; pour les autres, les zones isopiques se fermeraient, se boucleraient, en quelque sorte périclinalement sur la terminaison du massif intermédiaire moldanubien. A. Demay [1934] a donné un résumé des différentes hypothèses et choisi la première ; H. Stille [1951, 1953] a choisi la seconde, comparant notamment la disposition du bloc moldanubien enveloppé par ses zones paléogéographiques périphériques (chaîne hercynienne) à celle du bloc pannonic enveloppé par la vaste courbure karpatique (chaîne alpine). Cette seconde hypothèse semble en effet la plus convenable, en ceci qu'elle correspond plus nettement à la disposition des zones paléogéographiques et notamment aux carac-

tères externes des zones moraves orientales (Niedere Gesenke, Drahaner Plateau) et qu'elle assigne, ce qui semble également convenir, à la Haute-Silésie le sens d'une avant-fosse. L'affaire est toutefois d'importance car elle signifierait que l'édifice de la « cordillère de l'Europe moyenne » (= Rhénides) se terminerait axialement à cet endroit et que, par conséquent, le socle hercynien que l'on peut trouver plus à l'Est dans les Karpathes et les chaînes balkaniques appartiendrait à un tout autre édifice.

— La tectonique.

• *Au Nord de l'axe moldanubien*, les structures sont dans leur ensemble déversées ou chevauchantes vers le Nord :

o la zone moldanubienne vient au contact de la zone saxo-thuringienne par cisaillement ou chevauchement, comme on le voit entre le bloc moldanubien d'une part, l'Erz Gebirge et le Fichtel Gebirge d'autre part (le paquet de gneiss de Münchberg, s'il est charrié [Kossmatt, 1927], doit être lié à ce contact³⁴), dans le Nord des Vosges (écaillés d'Urbeis), et peut-être en Bretagne méridionale (zones de cisaillement injectées de granites en feuillets ?) ;

o les rapports de la zone saxo-thuringienne et de la zone rhéno-hercynienne sont masqués par les couvertures postérieures ; dans une certaine mesure, le chevauchement de la zone du Lizard, en Cornouailles méridionales, peut être apparenté à celui de la zone saxo-thuringienne sur la zone rhéno-hercynienne ; c'est le chevauchement de la zone ophiolitique sur le sillon eugéosynclinal ;

o la zone rhéno-hercynienne enfin, dont le style tectonique est variable, anticlinal et synclinal dans l'Ardenne, isoclinal dans le massif schisteux rhénan, allant jusqu'à des plis-failles et des charriages dans le Harz, chevauche dans son ensemble l'avant-fosse subvarisque : le front de ce chevauchement se suit depuis l'Irlande méridionale, le Nord du Devon, le Sud du Pays de Galles, l'Ardenne (charriage du Condroz) jusqu'au massif schisteux rhénan ou d'ailleurs le chevauchement est moins marqué et où l'on observe plutôt toute une série de plis déversés vers le Nord dont les derniers viennent reposer sur le Westphalien de la Ruhr.

• *Au Sud de l'axe moldanubien*, les choses sont moins claires comme il a été dit, en fonction du fait qu'une grande partie des structures a été reprise par des chaînes du cycle alpin ; néanmoins :

o dans le Sud de la Forêt Noire (Südschwarzwälder Überschiebung) et dans le Sud des Vosges, les accidents sont déversés vers le Sud ;

34. Pour d'autres auteurs le paquet de gneiss du Münchberg forme une sorte de pli en champignon enraciné sur place (cf. H. R. von Gaertner [1950]).

o dans le Sud du Massif central français, A. Demay [1948] a décrit des nappes charriées vers le Sud dans le matériel cristallophyllien des monts du Lyonnais (nappe de Gier, nappe de Saint-Étienne) ;

o plus au Sud, dans la zone où réapparaissent les terrains sédimentaires primaires et qui a, en grande partie, échappé au métamorphisme, ont été décrites des structures tangentielles importantes : dans les Cévennes, A. Demay a décrit, dans la série primaire, des nappes charriées vers le Sud (de haut en bas, nappe du col de Maurès, nappe du Vigan, nappe de Saint-Bresson) qui, vers l'Ouest, passeraient à la zone écaillée des monts de Lacaune décrite par M. Thorat [1935] ; plus au Sud, dans la Montagne Noire, B. Gèze [1949] a décrit deux nappes de Faugères (ou du Montpeyroux) et de Pardailhan, toutes deux représentées par les flancs inverses de deux vastes plis couchés.

Le sens de déversement de ces nappes a fait l'objet de nombreuses controverses : pour B. Gèze [1949] dans la Montagne Noire, elles seraient charriées vers le Nord ; mais pour M. Thorat [1933] dans la zone des monts de Lacaune et dans la Montagne Noire, pour A. Demay [1948] dans les Cévennes méridionales, pour L. U. de Sitter et R. Trümpy (*in* Gèze, de Sitter et Trümpy, [1952]) dans la Montagne Noire, elles seraient au contraire charriées vers le Sud, ceci pour la raison fondamentale que les charnières frontales ne s'observent jamais vers le Nord. La discussion demeure ouverte ; mais on remarquera que dans le cadre général de la cordillère de l'Europe moyenne, il serait plus normal qu'elles fussent charriées vers le Sud.

o plus au Sud encore, dans le massif du Mouthoumet, M. Durand Delga [1949, 1956 b] a décrit, sur un autochtone allant du Silurien au Dinantien, une première unité de couverture constituée de Dévono-Dinantien, décollée sur le Gothlandien, surmontée par l'écaille de la Serre de Quintillan, constituée de terrains primaires anciens en série peut-être inverse ; le sens du chevauchement est discuté : pour M. Durand Delga, ces unités sont chevauchantes vers le Nord-Ouest, pour R. von Gaertner [1937], il y avait dans le massif du Mouthoumet trois unités complexes charriées du Nord-Ouest vers le Sud-Est, la Serre de Quintillan représentant seule un charriage en retour vers le Nord-Ouest. Là encore la discussion sur le sens du charriage reste ouverte : une nouvelle fois, dans le cadre général de la cordillère de l'Europe moyenne, il serait plus normal que ces unités fussent charriées vers le Sud ;

o plus au Sud, dans le socle des Pyrénées, la tectonique hercynienne est assez difficile à préciser ; J. P. Destombes et A. Vaysse [1947] ont décrit des décollements au-dessus du Gothlandien, générateurs d'une tectonique de couverture dont H. J. Zwart [1954] a décrit le détail, au niveau du massif du Saint-Barthélemy : la couverture décollée y serait déplacée vers le Nord encore que la chose ne soit pas tout à fait certaine comme l'auteur le dit clairement dans son texte.

• Bref, là encore, *dans les structures, l'axe moldanubien représente un axe de symétrie centrifuge* dans la mesure où les déversements se font de part et d'autre, vers le Nord au Nord, vers le Sud au Sud. La discussion demeure sur le cas de la Montagne Noire, du Mouthoumet et des Pyrénées, certains auteurs considérant les charriages comme faits vers le Nord, d'autres les considérant comme faits vers le Sud ; les arguments définitivement probants manquant pour l'instant encore ; comme je l'ai dit, dans le cadre général de la structure de la cordillère de l'Europe moyenne, il serait plus logique que ces unités en discussion fussent déversées vers le Sud.

Il faut souligner que les tectoniques des zones de sillons et de rides sont tout à fait différentes ; les rides ont, dans leur masse, une tectonique en général modeste et tangentiellement peu accentuée (H. Stille [1951] parle de Germanotyp) ; au contraire, les sillons et spécialement le sillon correspondant à la zone rhéno-hercynienne interne (eugéosynclinal ?), ont une tectonique extrêmement marquée, donnant, à tout le moins un style isoclinal très serré et, selon certains auteurs, des nappes comme par exemple dans le Harz (nappe du Bas-Harz, nappe de Stieger et klippe d'Eberg pour F. Kossmatt [1927] ; style isoclinal pour W. Schriell [1954]) ; dans une certaine mesure, le chevauchement de la zone du Lizard en Cornouailles méridionales correspond au chevauchement de la zone ophiolitique.

Le problème des Sudètes et de la zone morave doit être évoqué ici une nouvelle fois (cf. p. 676). Le bloc moldanubien et, plus au Nord, les Sudètes occidentales chevauchent vers l'Est-Sud-Est les Sudètes orientales et la région morave, selon une ligne qui va de Krems au Sud, sur le Danube, en direction de Breslau (Wroclaw) au Nord avec quelques décrochements ; la série morave, qui apparaît en fenêtres sous le chevauchement précédent (fenêtres de la Schwarzava et de la Thaya), est elle-même débitée en nappes charriées vers l'Est-Sud-Est ; ces structures attribuent bien au bloc moldanubien le sens d'un « arrière-pays intermédiaire » (*Zwischengebirge*).

— L'orogénèse.

L'orogénèse est ancienne dans l'axe moldanubien et de plus en plus récente tant vers le Nord que vers le Sud, donc manifeste une double polarité telle que la zone moldanubienne soit un axe de symétrie centrifuge, ce qui correspond bien à sa nature d'arrière-pays intermédiaire ³⁵.

- Dans l'axe moldanubien, s'observe une orogénèse soit anté-dinantienne (tecto-orogénèse « bretonne » du Sud du bloc moldanubien, en Bohême, en Bretagne méridionale [Cogné, 1959]), soit intra-dinantienne (tecto-orogénèse entre Tournaisien et Viséen, dans le Nord du Massif central français); tandis que se développait, aux mêmes époques, au Nord comme au Sud de cette zone, le faciès kulm concordant qui est le faciès flysch hercynien; dans l'axe moldanubien s'individualisent des fosses molassiques où s'accumule un kulm discordant associé à des trachy-andésites;

- Au Nord de cet axe, la tecto-orogénèse se produit :

- à la fin du Dinantien (phase sudète) ou légèrement plus tard (phase de l'Erz Gebirge à la fin du Namurien) selon une bande allant du Massif armoricain aux Sudètes, par le Nord des Vosges, de la Forêt Noire et l'Erz Gebirge (« zone saxo-thuringienne » de F. Kossmatt ³⁶);

- à la fin du Westphalien (phase asturienne) selon une bande allant du Devonshire au Harz, par l'Ardenne et le massif schisteux rhénan (zone rhéno-hercynienne de F. Kossmatt);

- tandis que, plus au Nord, se trouve la zone des avant-fosses (« subvarizische Vortiefe » de H. Stille) où achèvent de s'accumuler, pendant le Westphalien, les formations molassiques houillères qui seront affectées par la phase asturienne dans leur seule partie méridionale.

- Au Sud de cet axe moldanubien, la tecto-orogénèse se produit :

- à la fin du Dinantien (phase sudète) selon une bande comprenant la Montagne Noire et la partie orientale du socle hercynien des Pyrénées et des chaînes catalanes;

- à la fin du Westphalien (phase asturienne) selon une bande représentée dans le socle hercynien de la chaîne cantabrique et la partie occidentale du socle hercynien des Pyrénées;

- tandis que plus à l'Ouest (kantabrische Zone de F. Lotze), s'accumulent des formations molassiques houillères qui seront affectées par la phase asturienne (dans les Asturies notamment).

— Le métamorphisme.

Le métamorphisme hercynien a une répartition extrêmement caractéristique en ceci qu'il affecte

fondamentalement l'axe moldanubien en débordant légèrement celui-ci tant vers le Nord que vers le Sud, les zones plus externes en demeurant indemnes (gradient métamorphique) (fig. 13).

En effet, l'axe moldanubien est caractérisé par la puissance du métamorphisme général (ectinites et migmatites) reprenant un vieux socle dans lequel des noyaux calédoniens et antécambriens sont chaque jour découverts; le fait est net en Bohême, en Forêt Noire, dans les Vosges, dans le Massif central, dans le Sud de la Bretagne et la Vendée où sont décrites des séries « polymétamorphiques ».

Au Nord de l'axe moldanubien, le métamorphisme déborde sur la zone saxo-thuringienne au sens large, assez nettement dans l'Erz Gebirge (gneiss-micaschistes), moins nettement dans le Nord des Vosges (Dévono-Dinantien métamorphique), plus du tout en apparence dans le Massif armoricain qui semble le prolongement de la zone saxo-thuringienne interne; sauf dans l'extrême Sud de celui-ci, lequel appartiendrait peut-être à la zone moldanubienne (Bretagne méridionale, cf. *supra*).

Au Sud de l'axe moldanubien, le métamorphisme général semble ne pas dépasser le parallèle de la Montagne Noire dans le Sud du Massif central français. Pourtant, chacun le sait, existent des gneiss et des micaschistes dans les Pyrénées qui, suivant les auteurs, ont été rapportés à des époques diverses : certains sont peut-être antécambriens comme les gneiss profonds de quelques massifs nord-pyrénéens tel le Saint-Barthélémy [Zwart, 1954]; quand aux autres, les plus nombreux, la question n'est pas encore tout à fait tranchée de savoir s'ils sont d'âge calédonien ou d'âge hercynien : en effet, le métamorphisme général pyrénéen semble ne pas dépasser le niveau du Caradoc et se trouver ainsi antégothlandien, calédonien au sens large (cf. E. Raguin [1938]); pourtant, certains indices, notamment structurologiques, envisagés par P. Hupé [1947] et étudiés très en détail par G. Guitard [1960], laissent à penser qu'il pourrait s'agir quand même d'un métamorphisme hercynien. La question demeure posée par le fait troublant que le Dévonien et le Carbonifère échappent toujours à ce métamorphisme hercynien... tandis que les plutons granitiques les traversent. L'hypothèse d'un métamorphisme calédonien ou plus ancien serait plus

35. Il n'est pas tenu compte des mouvements liés aux périodes tardigéosynclinale et postgéosynclinale qui sont d'une autre nature (cf. *infra*, p. 683-685).

36. Mais dans la zone saxo-thuringienne interne contiguë à la zone moldanubienne la phase bretonne est connue.

conforme avec la répartition du métamorphisme dans la cordillère de l'Europe moyenne ; mais ce n'est pas un argument.

· Le magmatisme.

• Le magmatisme ophiolitique est cantonné à la zone saxo-thuringienne externe et la zone rhéno-hercynienne interne contiguës, et se manifeste par de puissantes émissions ophiolitiques dévoniennes associées aux séries de grauwackes (Dévonien moyen ou Dévonien supérieur) et des émissions de diabases associées au kulm (Dinantien), le tout connu dans le Harz, le Thüringerwald et, après la vaste interruption du bassin anglo-parisien, dans la zone du Lizard au Sud du Devon ; cette zone ophiolitique suit le bord externe de la zone saxo-thuringienne interne, laquelle a les caractères d'une ride eugéantyclinale comme nous l'avons vu.

• Le magmatisme granitique hercynien présente lui-même une remarquable organisation en ceci qu'il est maximal dans l'axe moldanubien et décroissant tant vers le Nord que vers le Sud (gradient magmatique) (fig. 13).

Le domaine des plutons granitiques supracrustaux ³⁷ déborde largement le domaine du métamorphisme général hercynien et des granites infracrustaux qui lui sont liés ; de la sorte, se trouvent, de part et d'autre de l'axe de la cordillère de l'Europe moyenne, *deux bandes régionales caractérisées par l'existence de plutons granitiques montant dans les séries sédimentaires primaires*, non affectés par le métamorphisme régional hercynien, pour y donner de remarquables auréoles de métamorphisme de contact (ce sont ces granites qui, historiquement, ont servi à la définition du métamorphisme de contact et à son étude précise) et des minéralisations non moins remarquables (en certaines régions, comme l'Erz Gebirge, qui ont servi, historiquement, de terrain d'essai à la métallogénie).

L'axe moldanubien, donc, est puissamment injecté de granites qui traversent les séries de métamorphisme régional ; les relations entre le métamorphisme et la granitisation sont diverses suivant que cette dernière est syntectonique, tardi-tectonique ou post-tectonique, et font l'objet de nombreuses discussions. Par exemple, dans la Forêt Noire, les Vosges, le Massif central, ont été décrits :

o *des granites supracrustaux d'âge tournaisien* [granites à biotite en général : dans la Forêt Noire, granites du Nord (d'Oberkirch, de Welbald), du Sud (de Saint-Blasien, de Lenzkirch, etc.) ; dans les Vosges, granite des ballons ; dans le Massif central, granites du Morvan, du Beaujolais, ou,

à l'Ouest de la Limagne, de Châteauneuf, du socle de la chaîne des Puys, etc.] *et d'âge viséen* (granites porphyroïdes en général : dans le Sud de la Forêt Noire, granite d'Albtal, etc. ; dans les Vosges, granites des crêtes ; dans le Massif central, granites de la Madeleine, de la Margeride, de l'Aigoual, du Lozère, etc.) ;

o *des granites profonds*, infracrustaux plus ou moins en relation avec les migmatites et mis en place à la fin du Dinantien (granites à deux micas en général : en Forêt Noire, granite de Freiburg ; dans le Massif central, granite de Guéret ; en Bretagne méridionale, granites en feuillets passant vers le haut à des granites circonscrits, etc.).

Au Nord de l'axe moldanubien, les plutons granitiques supracrustaux, tardi-tectonique et post-tectonique, mis en place à la fin du Dinantien ou peu après, débordent le domaine du métamorphisme général sur :

o la zone saxo-thuringienne : d'Est en Ouest, granites des Sudètes occidentales (granite du Riesengebirge, granodiorite de la Lusace), granites métallifères de l'Erz Gebirge (patrie de la métallogénie), granites du Fichtel Gebirge, granites du Nord des Vosges (notamment le célèbre granite d'Andlau) et, dans ce qui est probablement la prolongation de la zone saxo-thuringienne interne, tous les granites circonscrits du Massif armoricain (notamment le célèbre granite de Flamanville) ;

o sur la zone rhéno-hercynienne interne, dans des cas tout à fait exceptionnels, comme celui du granite du Brocken dans le Haut-Harz et des granites du Devon ; partout ailleurs, la zone rhéno-hercynienne est dépourvue de toute granitisation, comme d'ailleurs de tout métamorphisme.

Certains de ces granites en plutons circonscrits pourraient résulter de la *régénération* de granites plus anciens ; c'est le granite du Riesen Gebirge, dans les Sudètes occidentales, qui en est l'exemple le plus clair en ceci qu'il est un pluton hercynien mis en place après la phase sudète, et qu'il résulte de la régénération d'un granitogneiss calédonien dans la masse duquel il se développe ; l'un et l'autre ayant peut-être leur origine dans un granite antécambrien (encore que ce dernier ne soit connu que par ses éléments détritiques dans les séries antédévoniennes) (cf. E. Bederke [1956]) ; le granite hercynien et le granite calédonien ont mêmes caractères pétrochimiques et sont associés aux mêmes types de gîtes minéraux qui sont simplement d'âges différents. Cette notion, encore récente, semble promise à un grand avenir et il est possible que bien des granites hercyniens se révèlent, à l'usage, résulter d'une régénération de granites plus anciens.

37. Il s'agit des granites, intrusifs, en massifs circonscrits (« discordants » selon certaines terminologies), tardi-tectoniques, supracrustaux ; et non des granites d'anatexie, en massifs à bords diffus (« concordants » selon certaines terminologies) plus ou moins syntectoniques, infracrustaux et liés aux séries métamorphiques de migmatites.

Enfin, certains de ces granites ou de ces granodiorites correspondent assez bien à la notion de plutonisme inter-cédent, tels ceux qui sont associés aux séries volcaniques trachyandésitiques d'âge dinantien intercalés dans le Kulm des arrières fosses molassiques de l'axe moldanubien (cf. p. 684).

Au Sud de l'axe moldanubien, la zone des plutons granitiques déborde également la zone du métamorphisme général, à partir du Sud du massif arverno-vosgien (célèbre granite du Sidobre), puis dans le socle hercynien des Pyrénées³⁸ où les granites circonscrits sont nombreux (notamment le célèbre granite de Quérigut) et dans le socle de la chaîne catalane ; au-delà, la couverture sédimentaire secondaire interrompt la continuité des affleurements hercyniens mais l'on sait que dans la zone cantabrique (de F. Lotze, fig. 13) les granites manquent totalement comme d'ailleurs tout métamorphisme.

Bref, *le métamorphisme comme le magmatisme ont leur maximums dans le massif intermédiaire moldanubien (et arverno-vosgien) et sont décroissants à partir de celui-ci tant vers le Nord que vers le Sud (gradient métamorphique et gradient magmatique)* ; le métamorphisme dépasse très peu ce massif intermédiaire tandis que le plutonisme granitique le dépasse largement, affectant très clairement la ride eugéanticienne et le bord du sillon eugéosynclinal, du moins en ce qui concerne la branche nord de la cordillère de l'Europe moyenne (l'analyse étant plus difficile pour la branche sud).

La cordillère de l'Europe moyenne apparaît donc comme ayant fondamentalement un axe granitisé, métamorphisé, bordé de deux bandes non métamorphisées mais granitisées, bordées elles-mêmes par deux bandes ni métamorphisées ni granitisées ; ce fait est particulièrement clair sur une carte géologique de l'Europe moyenne.

— Conclusion.

On voit donc que *la cordillère de l'Europe moyenne a tous les caractères d'une chaîne à double déversement* ou, si l'on préfère, *d'un bicouple à symétrie centrifuge* dont l'axe irait du Sud du Massif armoricain à la Bohême, par le Massif central, les Vosges, la Forêt Noire, et correspondrait en gros à la zone moldanubienne définie par F. Kossmatt [1927], qui aurait le sens d'un « *arrière-pays intermédiaire* » dont le socle antéhercynien, en grande partie précambrien, a été profondément métamorphisé et granitisé à l'époque hercynienne ; c'est l'« *alemanische Scheitelung* » de H. Stille [1951].

A partir de cet axe, tant vers le Nord que vers le Sud, se disposent des zones paléogéographiques

telles que chaque branche soit assimilable à un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal, comme c'est bien net pour la branche septentrionale la mieux respectée par les événements posthercyniens ; chaque couple étant caractérisé par l'existence d'une « *polarité* » qui se manifeste : dans le sens des accidents tectoniques déversés vers l'extérieur ; le sens du développement de l'orogénèse plus ancienne à l'intérieur, plus récente vers l'extérieur ; dans l'existence d'un gradient métamorphique et d'un gradient magmatique décroissants depuis cet axe vers l'extérieur.

Le métamorphisme et le magmatisme hercyniens de la cordillère de l'Europe moyenne paraissent plus importants que dans la chaîne alpine. Dans les deux cas, ces phénomènes affectent les zones internes au sens large. Les intrusions granitiques hercyniennes dans le vieux socle du massif intermédiaire moldanubien ne sont pas sans évoquer les intrusions granitiques alpines dans le vieux socle hercynien (ou plus ancien d'ailleurs) du massif intermédiaire du Rhodope ; c'est la conception de la *granitisation de plate-forme* dans la mesure où l'on considère — ce qui est le cas — que de tels massifs intermédiaires sont des morceaux de plate-forme (ou « continents » ou encore « aires continentales » ou « cratons ») intercalés entre des zones plus mobiles. Mais alors que dans la chaîne alpine la granitisation est essentiellement localisée aux massifs intermédiaires, dans la chaîne hercynienne elle déborde largement sur la ride eugéanticienne pour atteindre, à la limite, le sillon eugéosynclinal (granites du Harz). C'est en cela que la granitisation hercynienne est plus importante.

Car ce n'est pas une affaire de niveau d'érosion, plus profond dans la chaîne hercynienne que dans la chaîne alpine ; dans l'une comme dans l'autre, les batholites montent dans les terrains les plus récents du point de vue du cycle considéré : dans le Miocène pour la chaîne alpine ; dans le Dinantien pour les granites qui se mettent en place pendant la phase sudète de la fin du Dinantien (par exemple, massif armoricain et zone saxothuringienne au sens large).

β. *La Meseta ibérique.* Celle-ci forme à son tour un ensemble : les Ibérides de H. Stille [1951] et les Hespérides de H. et G. Termier [1957].

1. Les travaux sur cette région sont moins nombreux évidemment que sur la Cordillère de l'Europe moyenne ; mais néanmoins, il apparaît que, dans son ensemble, la Meseta ibérique constitue une chaîne à double déversement ou, si l'on préfère, à symétrie centrifuge³⁹ (fig. 13) :

— l'axe de cette chaîne à symétrie centrifuge est constitué par la zone de Galice et de Castille de F. Lotze [1945] (galizisch-castilische Zone) caractérisée par le grand développement d'un socle

38. Cf. *supra*, p. 679, la discussion sur le métamorphisme.

39. Si on veut rechercher un bicouple (= chaîne à double déversement), c'est dans l'ensemble de la Meseta ibérique qu'il faut le rechercher et non seulement dans la zone sud-portugaise (cf. H. J. Mac Gillavry [1961]).

cristallin antécambrien, traversé par des intrusions granitiques hercyniennes accompagnées d'un puissant métamorphisme ; l'orogénèse et la granitisation hercynienne de cette zone sont à rapporter à une période antéstéphanienne sans autre précision car on ne connaît que des dépôts stéphanien discordants ;

— la branche nord de ce système est constituée successivement par :

o la zone du Leon et des Asturies occidentales de F. Lotze [1945] (westasturisch-leonesische Zone) caractérisée par l'existence d'une série primaire allant de l'Infracambrien au Dévonien, traversée par un grand nombre de batholites granitiques intrusifs donnant des auréoles de métamorphisme ; le Stéphanien s'y trouve discordant ; les structures tectoniques regardent au Nord-Est ;

o la zone cantabrique de F. Lotze [1945] (kantabrische Zone) caractérisée par une série primaire à faciès extrêmement variés, avec des lacunes nombreuses et se poursuivant jusqu'au Westphalien et même une partie du Stéphanien qui sont des niveaux houillers productifs ; aucun métamorphisme, aucun granite hercyniens n'y sont connus ; les accidents sont tous déversés vers le Nord-Est ; l'âge des plissements est post-westphalien : c'est la phase asturienne définie dans cette zone ;

— la branche sud de cet ensemble est constituée successivement par :

o la zone alcudienne et de Lusitanie orientale de F. Lotze [1945] (ostlusitanische-alcudische Zone) caractérisée par une série sédimentaire allant du Cambrien inférieur au Dévonien supérieur, le Dévonien étant discordant (plissement calédonien) ; le Stéphanien est discordant, montrant que la phase tectonique est antéstéphanienne ; les granites intrusifs y sont extrêmement nombreux ; les accidents tectoniques sont déversés vers le Sud-Ouest de sorte que cette zone paraît symétrique de la « westasturisch-leonesische Zone » ;

o la zone de l'Ossa-Morena de F. Lotze [1945] (Ossa-Morena Zone) caractérisée par l'existence d'un socle cristallin ancien (Précambrien) surmonté par une série sédimentaire allant du Cambrien au Carbonifère inférieur sur lequel le Stéphanien vient en discordance, montrant que la phase hercynienne est antéstéphanienne ; les accidents tectoniques sont déversés vers le Sud-Ouest ; les granites intrusifs sont très nombreux. Cette zone ne paraît pas fondamentalement différente de la précédente avec laquelle elle semble, dans l'état actuel des connaissances, former une unité ;

o la zone sud-portugaise de F. Lotze [1945]

(südportugiesische Zone), caractérisée par une série sédimentaire allant de l'Infracambrien au Westphalien, à faciès très variés avec de nombreuses lacunes et des transgressions, le Carbonifère inférieur et moyen ayant le faciès kalm (qui monte ici dans le Westphalien d'après P. Pruvost [1914]) ; les accidents tectoniques sont déversés vers le Sud-Ouest ; les batholites hercyniens sont rares : le plus remarquable est celui de la Sierra de Monchique (syénite connue sous le nom de foyaite).

On observe donc clairement le dispositif à symétrie centrifuge de part et d'autre de l'axe représenté par la zone de Galice et de Castille, symétrie centrifuge qui se manifeste : dans le déversement vers l'extérieur des accidents tectoniques ; par l'existence d'un gradient magmatique et métamorphique décroissant à partir de cet axe vers l'extérieur, tant vers le Nord-Est au Nord-Est, que vers le Sud-Ouest au Sud-Ouest.

2. De sorte que la zone de Galice et de Castille a les caractères d'un massif intermédiaire dont le vieux socle affecté par une orogénèse beaucoup plus ancienne (antécambrienne puis calédonienne) est repris par l'orogénèse, le métamorphisme, la granitisation hercyniens ; tandis que les deux zones extrêmes, zone cantabrique au Nord, zone sud-portugaise au Sud, ont le sens d'avant-fosses, ayant échappé au métamorphisme et à la granitisation hercynienne.

Le gradient orogénique n'est pas net, dans l'état actuel des connaissances : certes, les terrains affectés par l'orogénèse sont, partant de l'axe de Galice et de Castille, de plus en plus récents vers l'extérieur : Dévonien dans l'axe, Westphalien et Stéphanien inférieur dans la zone cantabrique au Nord et dans la zone sud-portugaise au Sud ; mais les séries discordantes sont toutes actuellement rapportées au Stéphanien.

3. Enfin, la zone cantabrique se trouve marquer un axe de symétrie centripète séparant la branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne de la branche nord de la cordillère ibérique. La position exacte de cet axe de symétrie centripète n'est pas bien claire : en effet, il n'y a pas d'affleurements bien valables entre la zone cantabrique définie dans l'extrême Nord de la Meseta et les affleurements de la zone axiale des Pyrénées. Y a-t-il un avant-pays intermédiaire ⁴⁰ à l'emplacement de cet axe de symétrie centripète ? Le fait que les dépôts du Primaire et surtout du Primaire supérieur soient marqués par de nom-

40. Qui aurait le même sens que la ride d'Apulie entre les Dinarides et l'Apennin (cf. p. 639 et fig. 4).

breuses lacunes et des transgressions variées, laisserait supposer qu'il en est bien ainsi. Ou, au contraire, cette zone cantabrique constitue-t-elle une avant-fosse commune à la cordillère de l'Europe moyenne et à la Meseta ibérique ?

γ. *La Meseta marocaine*. Elle constitue à elle seule un élément équivalent aux précédents, autonome : les « Marokkanides » de H. Stille [1951] dont l'évolution constitue le « drame moghrabin » de H. et G. Termier [1952]. Ces auteurs ont montré qu'il s'agissait là d'une unité complète comprise entre deux avant-pays, deux avant-fosses, l'une située au Sud en bordure du bouclier africain et l'autre au Nord, correspondant sensiblement à la zone sud-portugaise dont il a été question précédemment. Selon ces mêmes auteurs [1957], l'évolution de l'orogénèse moghrabine est décalée dans le temps par rapport aux précédentes puisque l'orogénèse principale correspond à la phase asturienne de la fin du Westphalien et que la mise en place des principaux batholites granitiques, légèrement postérieure, se fait au cours du Stéphanien ; tandis que dans la cordillère de l'Europe moyenne, les granites se mettent en place à la fin du Dinantien et au début du Westphalien.

Conclusion. 1. Il est donc possible de retrouver, dans la chaîne hercynienne, l'organisation en systèmes à symétrie centrifuge et systèmes à symétrie centripète ; l'organe élémentaire répété par ces symétries étant un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal. Dans la chaîne hercynienne de l'ensemble Europe occidentale-Ouest de l'Afrique du Nord, trois grands systèmes à symétrie centrifuge ont pu être individualisés entre le continent européen au Nord et le continent africain au Sud : la cordillère de l'Europe moyenne ; la Meseta ibérique ; l'orogène hercynien du Maroc ⁴¹.

2. Il s'ensuit nécessairement que ces ensembles à symétrie centrifuge sont séparés par des axes de symétrie centripète qui sont au nombre de deux, l'un passant entre la cordillère de l'Europe moyenne et la Meseta ibérique (c'est l'« ebroische Spornlinie » de H. Stille [1951]), l'autre entre la Meseta ibérique et l'orogène marocain (« gibraltarische Spornlinie »).

3. C'est pour la cordillère de l'Europe moyenne, et plus spécialement pour la branche nord de celle-ci, qu'il est le plus aisé de retrouver les différentes zones paléogéographiques et les « polarités » correspondantes, tectonique, orogénique, magmatique et métamorphique, toutes marquées par des « gradients » décroissant depuis l'axe de symétrie centrifuge vers les avant-pays ou les avant-fosses communes.

4. On voit donc bien s'opposer dans la chaîne hercynienne comme dans la chaîne alpine :

— les axes de symétrie centrifuge qui correspondent, le plus souvent, à des zones de socle ancien repris au cours de l'orogénèse du cycle considéré, hercynien ou alpin, repris par le métamorphisme et la granitisation, et qui sont les arêtes de chaque chaîne à double déversement ;

— les axes à symétrie centripète qui sont des zones stables dont on ne voit pas le socle ou rarement, qui servent d'avant-pays commun, qui ne sont guère repris par l'orogénèse ou très tardivement, et en tout cas échappent au métamorphisme et à la granitisation.

Dans la chaîne hercynienne, comme dans la chaîne alpine, s'établit une hiérarchie entre les fragments de socle ancien incorporés dans la chaîne, hiérarchie qu'exprime la polarité de chaque couple élémentaire.

5. On remarquera que la largeur apparemment plus grande de la chaîne hercynienne, dans le secteur étudié, correspond en partie au fait qu'elle y est constituée de trois chaînes à double déversement ; tandis que la chaîne alpine n'est constituée que par une seule chaîne à double déversement entre l'Europe au Nord et l'Afrique au Sud ; exceptionnellement, au niveau de la Méditerranée moyenne, apparaissent deux chaînes à double déversement, encore que ce dispositif, qui amène un axe de symétrie centripète au niveau du Sud de l'Italie (ride d'Apulie, cf. p. 639) correspond en fait au reploiement sur lui-même d'un même système à symétrie centrifuge. Pour le reste, il convient de tenir compte des distensions alpines aux dépens du domaine hercynien (cf. p. 670) ; encore que ces distensions alpines, dans l'Ouest au moins de l'ensemble Europe occidentale-Afrique du Nord, semblent exactement compensées par le resserrement résultant de la tecto-orogénèse alpine, puisque l'axe à symétrie centripète hercynien du Sud du Portugal, se trouve à sa place normale. Mais ceci nous entraînerait trop loin...

b) LA PÉRIODE TARDIGÉOSYNCLINALE.

1. La cordillère de l'Europe moyenne est bordée au Nord comme au Sud par une double série d'avant-fosses molassiques d'âge westphalien :

— au Nord, par l'avant-fosse subvarisque (subvarizische Vortiefe de H. Stille) qui, courant de l'Irlande à la Ruhr (et à la Silésie) par le pays de Galles et le bassin houiller franco-belge, représente l'avant-fosse molassique externe à la

41. Pour homogénéiser la terminologie on pourrait dire « cordillère ibérique » et « cordillère marocaine » (ou « moghrabine »).

chaîne hercynienne, en bordure de son avant-pays européen ; elle est divisée en deux par la « Terre de Saint-Georges et du Brabant », dépendance de l'avant-pays, développée parallèlement à la cordillère par le centre du Pays de Galles jusqu'au Brabant ; fait d'où résultent les deux alignements de bassins houillers, l'un méridional allant du Sud du Pays de Galles au bassin franco-belge, l'autre septentrional représenté dans les bassins de la chaîne pennine et d'Écosse, les deux alignements se rejoignant au niveau de la Campine et de la Ruhr sur la terminaison du Brabant ;

— Au Sud, l'avant-fosse asturienne commune à la cordillère de l'Europe moyenne et à la Meseta ibérique, et par laquelle passe sensiblement l'axe de symétrie centripète séparant ces deux ensembles.

2. L'existence d'*intrafosses molassiques, d'âge westphalien*, est bien claire dans l'intérieur de la cordillère de l'Europe moyenne ; sans parler des petits bassins houillers westphaliens, lacustres d'ailleurs, que l'on connaît éparpillés ici et là (Vendée par exemple), rappelons essentiellement le bassin houiller westphalien de la Sarre (lacustre — couches de Sarrebrück au sens large), qui voit son histoire se poursuivre au Stéphanien. Peut-être la fosse dans laquelle s'accumulent les puissantes séries houillères du Briançonnais est-elle dans ce cas ; peut-être aussi s'agit-il d'une autre partie de la chaîne hercynienne, sur laquelle nous n'avons que peu de renseignements en raison de sa reprise dans la tectonique alpine ?

3. L'existence d'*arrière-fosses molassiques plus anciennes, d'âge dinantien*, est non moins claire : ce sont les bassins de l'axe moldanubien remplis des séries à faciès kulk ⁴² associé à un volcanisme intermédiaire (trachyte, sandésites et quelquefois rhyolites) et à des plutons granitiques et granodioritiques : dans la forêt Noire, fossé de Badenweiler-Lenzkirch, au Sud ; dans les Vosges, fosse de Thann, au Sud ; dans le Massif central, fosses du Morvan et du Beaujolais au Nord. Certaines de ces fosses débordent sur la zone saxo-thuringienne interne, telles les fosses à kulk associé à des tufs volcaniques du Massif armoricain (cf. M. J. Graindor [1961]).

4. Le magmatisme tardigéosynclinal est en effet clair dans ces arrières-fosses, consistant en un classique *volcanisme subséquent*, de type intermédiaire (trachyandésitique, cf. p. 671-674) associé à des plutons granodioritiques *intercédents*.

Donc on retrouve bien, dans la chaîne hercynienne, la succession temporo-spatiale des fosses molassiques, arrière-fosse ancienne (Dinantien), vulcanisée et plutonisée, avant-fosse récente sans volcans ni plutons (Westphalien).

c) LA PÉRIODE POSTGÉOSYNCLINALE.

1. La cordillère de l'Europe moyenne est caractérisée par le développement de bassins houillers lacustres au Carbonifère supérieur (Stéphanien et Autunien), dans sa partie médiane : surtout dans l'axe moldanubien proprement dit (bassins houillers stéphano-autuniens du Massif central français, du Sud des Vosges et de la Forêt Noire, de Bohême) mais pouvant déborder celui-ci, tant vers le Nord sur la zone saxo-thuringienne (bassins houillers stéphaniens du Massif armoricain ; bassin stéphanien de la Sarre : couches d'Ottweiler, de Cusel, de Lebach, de Tholey) que vers le Sud (bassins houillers stéphaniens des Pyrénées, et aussi de Provence et des Alpes externes), sans toutefois atteindre les zones les plus externes et l'avant-pays.

Ceci n'est pas sans évoquer le développement, au Pliocène, des bassins effondrés, lignitifères, dans l'axe à symétrie centrifuge de la chaîne alpine haché d'effondrements postgéosynclinaux ; ces bassins lignitifères lacustres sont parfois très importants, comme c'est visible là où ces zones internes sont connues à l'affleurement dans l'ensemble Dinarides-Balkan en Europe (grand bassin de Ptolemaïs en Grèce, par exemple), Torides-Pontides en Asie-Mineure (cf. p. 658 et note 23).

Bref, l'*individualisation des bassins stéphaniens* semble correspondre à la phase de détumescence postgéosynclinale comparable à celle connue dans la chaîne alpine à partir de la fin du Miocène. Ce qui n'empêche évidemment pas ces bassins stéphaniens d'avoir été ensuite tectonisés, modestement d'ailleurs (phase saalienne), ce qui est aussi le cas pour les bassins lignitifères pliocènes de l'axe de symétrie centrifuge de la chaîne alpine.

CONCLUSION. — Sans reprendre ce qui a été dit précédemment pour chaque période, il est donc bien clair que la comparaison de la chaîne hercynienne avec la chaîne alpine peut être poussée très loin. Nous avons pu retrouver la succession des différentes périodes géosynclinales, tardigéosynclinale, postgéosynclinale avec leurs caractéristiques ; dans la période géosynclinale, nous avons pu retrouver le couple eugéosynclinal-miogéosynclinal répété par le jeu des symétries centrifuge et centripète.

42. On appelle uniformément faciès kulk, les faciès terrigènes du Dinantien ; or le Kulk de la zone rhéno-hercynienne est un flysch concordant sur les terrains sous-jacents du sillon eugéosynclinal ; le kulk de la zone moldanubienne est une molasse d'arrière-fosse, discordante, et associé à un volcanisme intermédiaire. La différence valait d'être notée. Le kulk de la zone saxo-thuringienne interne est également une molasse, avec ou sans volcanisme intermédiaire suivant les cas.

Par delà les différences qui demeurent et qu'il conviendrait de préciser (notamment dans la tectonique et le magmatisme), ces ressemblances méritaient d'être notées, qui permettent de distinguer dans la chaîne hercynienne au sens large, au moins trois chaînes à double déversement dont les axes de symétrie centrifuge métamorphisés et granitisés s'opposent aux axes à symétrie centripète ayant échappé à l'orogénèse, au métamorphisme et à la granitisation.

B) LA CHAÎNE CALÉDONIENNE.

Il y a longtemps que des comparaisons fructueuses avec la chaîne alpine ont été faites et qu'on a montré que celles-ci étaient relativement faciles.

1. La chaîne calédonienne forme, en effet, une chaîne à double déversement, accolée d'une part au bouclier des Hébrides, d'autre part au bouclier scandinave ; cette symétrie centrifuge est bien connue, notamment dans les structures qui font respectivement face à leur avant-pays respectif, soit au Nord-Ouest pour la branche septentrionale (charriage du Moine en Écosse face au « bouclier des Hébrides »), et vers le Sud-Est pour la branche accolée au bouclier scandinave (charriages des Alpes scandinaves).

2. La chaîne calédonienne ne se cantonne pas à ce domaine de l'Europe du Nord. On la connaît en effet, en Amérique du Nord, dans les Alleghanys dont les structures font face au Nord-Ouest, à leur avant-pays représenté par le continent américain (bouclier canadien). Les relations entre la chaîne des Alleghanys et la chaîne calédonienne d'Europe sont évidemment obscures puisque tout l'Atlantique nord les sépare ; dans la conception de la mobilité continentale de A. Wegener, l'une et l'autre appartenaient au même ensemble orogénique, ultérieurement divisé par la fracturation d'un vaste continent septentrional ayant donné naissance à l'Atlantique ; mais c'est là une question qui dépasse l'objet de ce travail.

En Europe même, il semble que le domaine de la chaîne calédonienne ait été beaucoup plus vaste que celui correspondant à la Scandinavie et au Nord de l'Angleterre, et que l'orogénèse calédonienne ait largement débordé vers le Sud sur le domaine mésogéen : comme nous l'avons vu, on découvre de plus en plus dans la chaîne hercynienne des noyaux plissés, métamorphisés, granitisés, d'âge calédonien ; ce fut classique, pendant longtemps, pour ce qui était de l'Ardenne et de la zone rhéno-hercynienne au sens large ; mais, depuis quelques années, on voit se multiplier les découvertes jusque

dans l'axe de la cordillère de l'Europe moyenne, dans la Meseta ibérique et même dans l'orogène moghrabin où M. Durand Delga [1955] a montré que les gneiss étaient d'âge calédonien. Ceci laisse supposer une beaucoup plus grande extension de la chaîne calédonienne, que la chaîne hercynienne se trouverait ne reprendre qu'en partie, ayant laissé, sur son bord nord, une chaîne calédonienne non modifiée (Scandinavie et Angleterre du Nord) ; un peu à la manière dont la chaîne alpine a laissé sur son bord nord des éléments de la chaîne hercynienne non modifiés (Europe moyenne, etc., cf. *supra*) L'orogénèse calédonienne a peut-être été générale entre le bouclier scandinave et le bouclier africain...

Mais autant on peut analyser clairement le domaine calédonien ayant échappé à une reprise hercynienne, autant il est difficile d'en dire quelque chose de positif pour ce qui concerne les parties reprises. C'est pourquoi, dans les lignes qui suivent, je n'envisagerai que deux cas particulièrement clairs, celui des chaînes scandinaves d'une part, et celui des Alleghanys (et de Terre-Neuve) d'autre part, chacune de ces chaînes représentant un organe élémentaire (couple) accolé à son avant-pays continental.

a) LA CHAÎNE CALÉDONIENNE SCANDINAVE (fig. 14).

Celle-ci constitue la Scandinavie montagneuse, c'est-à-dire la Norvège et la partie occidentale de la Suède ; elle se trouve border le bouclier scandinave, bloc antécambrien qui correspond, pour l'essentiel, au reste de la Suède et à la Finlande et constitue l'avant-pays calédonien.

Cette chaîne calédonienne scandinave a été très largement étudiée depuis qu'à la fin du siècle dernier A. E. Tornebohm y mit en évidence de grands charriages [1896] ; depuis, au travers de nombreuses vicissitudes, cette conception est demeurée, qui fait des chaînes scandinaves un exemple de tectonique tout aussi remarquable que les Alpes. On trouvera une claire analyse des « Calédonides » scandinaves, dans un travail de T. Strand [1961] auquel je renvoie le lecteur.

— *La paléogéographie.* Du point de vue paléogéographique, on distingue deux grandes zones de faciès :

- Une zone de faciès orientaux (eastern facies) caractérisée par un Éocambrien détritique (sparagmite) surmonté d'un Cambro-Silurien, peu épais, non métamorphique en général, le devenant légèrement vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'intérieur ; on n'y connaît ni roches vertes, ni intrusions granitiques.

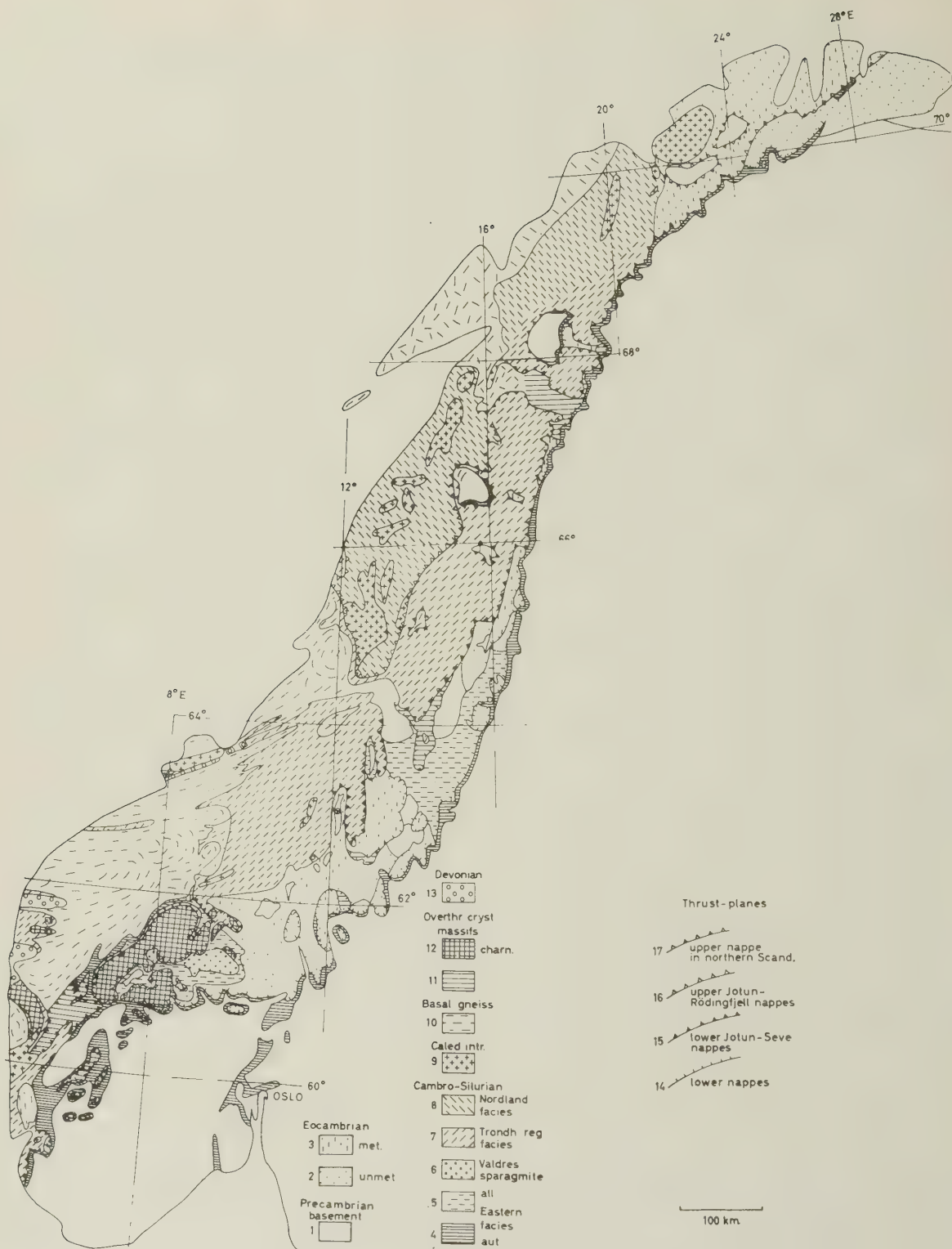


FIG. 14. — Voir légende page 687.

• Une *zone de faciès occidentaux* (western facies), dans l'ensemble tous métamorphiques ; on y distingue deux sous-faciès :

◦ un *faciès de Trondheim*, caractérisé par un Cambro-Silurien, intercalé de roches vertes, métamorphique et traversé par des intrusions de diorites quartzitiques (trondheimite) ;

◦ un *faciès du Nordland*, au Nord-Ouest, donc plus interne, formant les unités supérieures et caractérisé par une puissante série terminale de calcaires dolomitiques ; le tout étant également très métamorphisé.

Pour les auteurs scandinaves, il est clair que les faciès orientaux sont à caractères miogéosynclinal, les faciès occidentaux à caractère eugéosynclinal ; peut-être, dans ces derniers, pourrait-on considérer que les faciès de Trondheim caractérisent le sillon eugéosynclinal tandis que les faciès du Nordland, en partie plus néritiques, correspondraient à une ride eugéantyclinale plus interne.

— *La tectonique*. Les accidents tectoniques sont tous déversés vers l'Est, c'est-à-dire vers l'extérieur (avant-pays = bouclier scandinave).

• La partie orientale (externe) de la *zone des faciès orientaux*, la plus proche du bouclier scandinave, est *autochtone* ; elle est parfois « décollée », comme dans la région d'Oslo.

La partie occidentale (interne) de la *zone des*

faciès orientaux est allochtone et forme les « *nappes calédoniennes inférieures* » qui sont, de bas en haut :

◦ les « *quartzites nappes* » (du Sud au Nord : quartzites de « Vendal » et de « Ström » en Norvège ; grès de « Ringsaker » en Suède) constituées de la partie supérieure de la série de la sparagmite, entraînant à sa base quelques éléments de socle antécambrien (comme la « *syenite nappe* » en Suède) ;

◦ des nappes de sparagmite, quartzite, dolomie, avec une semelle de socle granitique antécambrien écrasé à sa base ; ces nappes sont traversées par quelques dolérites et sont un peu métamorphiques ; aussi constituent-elles une transition avec les nappes calédoniennes supérieures ; ce sont, du Sud au Nord : en Norvège, la « *nappe de Kvitvola* » ; en Suède, la « *nappe de Serv* » à semelle de granite, la « *nappe d'Offerdal* » à semelle de granite mylonitisé, la « *nappe de Stalon* » formée de sparagmite métamorphique, etc.

• La *zone des faciès occidentaux* forme de *puissantes nappes de charriage* de dimension et de portées beaucoup plus grandes que les précédentes ; ce sont les « *nappes calédoniennes supérieures* », les plus célèbres de Scandinavie :

◦ la zone des faciès de Trondheim et apparentés forme toute une série de nappes qui sont du Sud au Nord : en Norvège, la « *nappe de Bergsda-*

FIG. 14. — Carte géologique et tectonique des Calédonides scandinaves (extrait de T. STRAND [1961]).

- 1 : *Socle précambrien*. Roches précambriennes non affectées par les mouvements calédoniens ou du moins sans changements radical dans la composition minérale et la structure.
- 2 et 3 : *Éocambrien*. La sparagmite et les formations grésodolomitiques du Finnmark. 2 : roches non métamorphisées : les « *quartzite nappes* » et les séries para-autochtones dans les districts moyens et méridionaux ; les formations grésodolomitiques du Finnmark (la partie de la Norvège située le plus au Nord-Est), allochtones à l'Ouest, autochtones à l'Est ; 3 : roches métamorphiques allochtones en totalité ou pour la plus grande part : les nappes de Kvitvola-Serv ; la nappe de Stalon et la principale nappe dans la partie occidentale du Finnmark.
- 4 à 8 : *Cambro-Silurien*. 4 : faciès orientaux, autochtones ; 5 : faciès orientaux, allochtones ; 6 : sparagmite de Valdres dans le centre sud-ouest de la Norvège, 7 : faciès eugéosynclinaux de Trondheim : probablement tous les sédiments allochtones dans la nappe de Jotun inférieure en Norvège méridionale et la nappe de Seve en Suède ; 8 : faciès eugéosynclinaux du Nordland, dans la nappe de Rødingfjell en Norvège septentrionale.
- 9 : roches calédoniennes intrusives comprenant les gabbros, diorites, et autres roches de la famille opdalite, trondhjemitite, les granites du Nordland et aussi les massifs basiques de Lyngen et du Finnmark.
- 10 : gneiss basaux sous le sédiment cambro-silurien dans les parties centrales de la ceinture orogénique, roches précambriennes « *calédonisées* » et migmatites calédoniennes.
- 11, 12 : roches cristallines dans les nappes, d'âge précambrien ou inconnu. 11 : schistes et gneiss dans les nappes de Har-

- dangervidda, métamorphisme supracrustal (avec roches intrusives) dans les nappes de Bergsdalen, gneiss ocellés et granites mylonitisés de la nappe d'Offerdal, « *syenite nappe* » dans les districts septentrionaux ; 12 : roches charnockitiques de la famille Bergen-Jotun, dans les nappes de Jotun inférieure et supérieure en Norvège méridionale.
- 13 : Vieux Grès rouges d'âge dévonien inférieur et moyen.
- 14 : surfaces de charriage des unités structurales inférieures de faciès miogéosynclinal.
- 15 : surfaces de charriage de la nappe de Jotun inférieure et de la nappe de Seve, partie inférieure des unités structurales supérieures de faciès eugéosynclinal.
- 16 : surfaces de charriage de la nappe supérieure de Jotun et de la nappe de Rødingfjell, partie supérieure des unités structurales supérieures de faciès eugéosynclinal.
- 17 : surfaces de charriage de la plus haute nappe (plus haute unité structurale) dans les parties septentrionales de la Scandinavie.

Comme cette longue légende, traduite de T. V. Strand, l'exprime, les faciès orientaux (4, 5) sont à caractère miogéosynclinal et forment l'autochtone et les nappes inférieures (14) ; les faciès occidentaux (7, 8) sont eugéosynclinaux et forment les nappes supérieures (15, 16). L'analyse détaillée des caractéristiques de ces différentes unités paléogéographiques et tectoniques est faite dans le texte, p. 685-689 et permet, comme T. Strand l'indique, d'assimiler les Calédonides scandinaves à un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal.

len » près de Bergen, la « nappe de Jotun inférieure » à semelle de charnockite précambrienne dans le centre sud-ouest ; en Suède, la « nappe de Seve » dans le Jemtland, nappe très célèbre constituée de Cambro-Silurien associé à des roches vertes, le tout métamorphique (les roches vertes ayant plus ou moins évolué en amphibolites, on lui donne parfois le nom de « nappe des amphibolites ») ; la partie supérieure des schistes de Seve, moins métamorphique, est connue sous le nom de schistes de Köli ;

o la zone des faciès du Nordland forme les nappes les plus élevées ; du Sud au Nord : en Norvège, dans le centre sud-ouest, la « nappe supérieure de Jotun » constituée fondamentalement d'une masse de charnockite antécambrienne et, plus au Nord, la « nappe de Rødingfjell » constituée de terrains cambro-siluriens, à faciès du Nordland métamorphiques et traversés de granites ; cette dernière nappe a une portée très grande qu'on évalue à 100 km au moins.

Localement, dans le centre sud-ouest de la Norvège, s'intercale, entre la nappe inférieure et la nappe supérieure de Jotun, une nappe intermédiaire constituant la « nappe de la sparagmite de Valdre », unité autonome dont la mise en place prête à de nombreuses discussions.

Tout à fait dans l'extrême Nord de la Scandinavie, des nappes, formées de terrains très métamorphiques, reposent sur un autochtone non métamorphique ; jusqu'à maintenant, les corrélations n'ont pas été faites avec les nappes plus méridionales.

• *Donc, dans l'ensemble, la zone miogéosynclinal externe est autochtone ou para-autochtone, tandis que la zone eugéosynclinal laté sensu est largement allochtone* ⁴³.

— *L'orogénèse.* La tecto-orogénèse de ces séries est à rapporter à la phase calédonienne au sens large en ceci qu'elle est antédévonienne : des terrains d'owtoniens reposent sur les structures calédoniennes de la côte occidentale (intérieur). Néanmoins, la tecto-orogénèse est plus récente vers l'extérieur puisque, dans la région d'Oslo, les couches d'owtoniennes sont engagées dans les structures mises en place, soit au Dévonien inférieur, soit même au Dévonien moyen. A l'inverse, dans les nappes calédoniennes supérieures, certaines phases de mise en place sont peut-être à rapporter à une phase beaucoup plus ancienne (taconique), notamment dans la région de la sparagmite de Valdre. C'est peu pour affirmer l'existence d'une polarité orogénique ; néanmoins, les grands traits en sont esquissés : phase plus ancienne que la phase calédonienne *stricto sensu*

dans l'intérieur (taconique ?) ; phase calédonienne ancienne dans l'intérieur, récente vers l'extérieur.

— *Le métamorphisme.* Le métamorphisme est décroissant de l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur (« gradient métamorphique »). Il affecte, d'une manière générale, toute la zone des faciès occidentaux (micaschistes, gneiss) et la partie la plus occidentale de la zone des faciès orientaux ; il manque dans la partie orientale (externe) de cette dernière zone.

— *Le magmatisme.* Le magmatisme est également décroissant de l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur (« gradient magmatique ») :

- Le magmatisme initial, caractérisé par l'émission de roches vertes ou ophiolites (ayant plus ou moins évolué en amphibolites ou autres faciès métamorphiques par la suite), se rencontre seulement dans la zone des faciès orientaux.

- Le magmatisme synorogénique et postorogénique, caractérisé par des intrusions de granites et de diorites, se rencontre seulement dans la zone des faciès orientaux.

Bref, on retrouve, dans la chaîne calédonienne scandinave, tous les traits fondamentaux qui ont été décrits pour un organe élémentaire alpin, pour un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal, à savoir sa « polarité » caractéristique marquée par un gradient orogénique (orogénèse plus récente vers l'extérieur), tectonique (regard externe des accidents, très importants dans les zones internes, moins dans les externes), métamorphique, magmatique enfin, tous gradients décroissant de l'intérieur vers l'extérieur.

En outre, l'analyse paléogéographique oppose deux et même trois types de séries sédimentaires : les plus externes (zone des faciès orientaux), caractérisées par l'absence de métamorphisme (ou son extrême faiblesse), l'absence de magmatisme (ni ophiolites, ni granites) et demeurées autochtones ou subautochtones, ont un caractère miogéosynclinal net ; les plus internes (zone de faciès occidentaux), caractérisées par leur magmatisme (ophiolites et granites), leur métamorphisme, formant des nappes de charriage puissamment déplacées vers l'extérieur, ont un caractère eugéosynclinal : il est possible même que la zone des faciès de Trondheim corresponde au sillon eugéosynclinal, et la zone des faciès du Nordland à la ride eugéantyclinale. Bien entendu, les

43. Les nappes calédoniennes sont d'un style assez différent des nappes alpines, dans la mesure notamment où le socle y prend une grande part.

zones plus internes encore ne sont pas connues puisque, comme chacun sait, c'est là que se trouve actuellement la mer du Nord.

On est moins riche d'expérience sur les périodes tardi- et postgéosynclinales ; ainsi, les structures ont été reprises par des mouvements tectoniques postérieurs ; le Dévonien lui-même est localement affecté par une certaine tectonique ; mais l'ana-

lyse de ces phénomènes est limitée par le manque de sédiments.

b) LA CHAÎNE CALÉDONIENNE DES ALLEGHANYS (fig. 15).

Plutôt que calédonienne, on devrait dire d'ailleurs « chaîne taconique », du nom de la phase orogénique principale, qui se situe, non pas comme

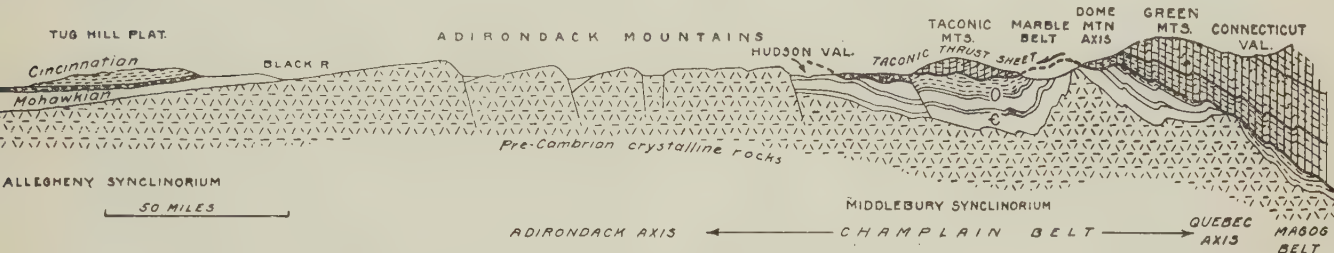


FIG. 15. — Profil tectonique du dôme des Adirondacks et du système taconique, restitué au début du Silurien, d'après M. KAY [1942].

E : Cambrien ; O : Ordovicien. — Terrains sédimentaires : les faciès carbonatés sont en blanc ; les faciès terrigènes en tireté parallèle à la stratification. Le métamorphisme de ces couches (fosse de Magog seulement) est indiqué par des hachures verticales superposées aux figurés précédents (on remarquera que les faciès terrigènes sont de plus en plus tardifs d'Est en Ouest). Les terrains métamorphisés de la fosse de Magog (eugéosynclinale) sont charriés sur la

fosse de Champlain (miogéosynclinale) par-dessus l'axe de Québec.

La fosse des Alleghanys (deltagéosynclinal = exogéosynclinal = avant-fosse) est épargnée par cette tectonique ; les apports terrigènes n'y arrivent qu'à la fin de l'Ordovicien (Cincinnatian) et continueront de s'y déposer sur de grandes épaisseurs pendant le Silurien et le Dévonien ; ils proviendront alors de la destruction de la chaîne taconique.

en Europe à la fin du Gothlandien (= Silurien des auteurs américains), mais à la fin de l'Ordovicien, soit beaucoup plus tôt.

— La paléogéographie taconique des Alleghanys s'encadre [Kay, 1942] dans deux fosses séparées par une zone de surélévation ayant, somme toute, valeur de ride ⁴⁴ :

- o une fosse interne ou fosse de Magog, caractérisée par une série cambro-ordovicienne précocement terrigène, associée à des ophiolites (ces dernières connues dans la province de Québec et à Terre-Neuve) ;

- o une fosse externe ou fosse de Champlain, caractérisée par une série cambro-ordovicienne calcaire jusqu'au Trenton moyen puis terrigène pendant le Trenton supérieur et le Cincinnatian, époque à laquelle les faciès terrigènes dépassent la fosse de Champlain elle-même pour gagner l'avant-pays vers l'Ouest ; dans la progression des faciès terrigènes vers l'Ouest, on reconnaît les effets de « barrière en creux » successifs, de la fosse de Magog qui retient les apports détritiques jusqu'au Trenton moyen, puis de la fosse de

Champlain qui les retient pendant le Trenton supérieur, les laissant gagner vers l'Ouest à partir du Cincinnatian.

— Les structures tectoniques regardent toutes vers l'extérieur, vers l'avant-pays ; le trait le plus remarquable en est le charriage des terrains de la fosse de Magog sur les terrains de la fosse de Champlain par dessus l'axe de Québec : les monts Taconiques eux-mêmes représentent un vaste lambeau de recouvrement (klippe) de cette nappe issue de la fosse de Magog, flottant sur les terrains de la fosse de Champlain.

— L'orogénèse présente également une polarité caractéristique en ceci qu'elle est plus ancienne dans les zones internes que dans les zones externes ; en effet, on connaît une première discordance au Trenton moyen (Vermontian disturbance) dans la fosse de Magog ; une discordance entre le Cincinnatian moyen et supérieur (Oswegan disturbance) dans la fosse de Magog et sur

44. J'en ai donné une analyse plus détaillée dans un travail antérieur [Aubouin, 1959 c].

le bord interne de la fosse de Champlain ; enfin, entre Ordovicien et Gothlandien (= Silurien) se place la phase tectonique majeure (taconic revolution) qui affecte la fosse de Champlain dans sa totalité.

— Le *métamorphisme* présente un gradient caractéristique, décroissant de l'intérieur vers l'extérieur (d'Ouest en Est), en ceci que seuls les terrains de la fosse de Magog sont métamorphisés.

— Le *magmatisme* est également caractéristique en ceci que les terrains de la fosse de Magog sont associés à des ophiolites (magmatisme initial) qui manquent dans la fosse de Champlain ; par contre, le magmatisme granitique synorogénique et postorogénique est mal connu.

Pour M. Kay, la fosse de Magog est clairement eugéosynclinal, la fosse de Champlain miogéosynclinal ; bref, les Alleghanys représentent un « couple » eugéosynclinal-miogéosynclinal reconnaissable à sa paléogéographie et à sa « polarité » marquée par des « gradients » décroissants d'Est en Ouest, dans la tectonique, dans l'orogénèse, dans le métamorphisme, dans le magmatisme enfin.

Ce couple n'est connu que partiellement par le sillon miogéosynclinal et le sillon eugéosynclinal séparés par une ride ; les zones plus internes, telle la ride eugéantyclinale, se situant à l'emplacement de l'Atlantique actuel.

CONCLUSION. — Nous avons donc retrouvé, dans la chaîne calédonienne, tous les traits caractéristiques des couples eugéosynclinal-miogéosynclinal, organes élémentaires des chaînes géosynclinales ; ceci tant dans la paléogéographie que le développement de l'orogénèse, les structures tectoniques, le métamorphisme et le magmatisme ; tous caractères présentant un gradient décroissant de l'intérieur vers l'extérieur qui exprime la « polarité » du couple.

Par contre, s'il apparaît bien clair que, dans son ensemble, la chaîne calédonienne soit à double déversement, c'est-à-dire à symétrie centrifuge, le groupement des couples est plus difficile à reconstituer en raison de l'histoire géologique postérieure qui a dissimulé à l'observation les zones les plus internes : la chaîne des Alleghanys n'est connue que jusqu'au sillon eugéosynclinal, la chaîne scandinave peut-être jusqu'à la ride eugéantyclinale. De toute manière, les massifs intermédiaires (Zwischengebirge) éventuels ne sont pas connus ; c'est sans doute la raison la plus claire de la pauvreté relative de la chaîne calédonienne en intrusions granitiques puisque, comme nous l'avons vu, c'est essentiellement dans ces domaines intermédiaires qu'elles se placent, débordant

plus ou moins sur les zones internes de chaque couple.

On le voit, l'analyse de la chaîne calédonienne est facilitée par le fait qu'elle constitue encore de nos jours des montagnes importantes ; beaucoup plus — et c'est normal — que les chaînes antécambriennes plus anciennes, aujourd'hui arasées ; beaucoup plus également — et c'est plus étonnant — que la chaîne hercynienne plus récente dont il ne reste que des massifs plus ou moins rajeunis par des surrections tertiaires en liaison avec l'orogénèse alpine. Le fait est particulièrement net pour la chaîne scandinave qui constitue un organe élémentaire (couple) conservé complètement sans être altéré valablement par son histoire ultérieure. Ce sont là des conditions très fructueuses pour la comparaison avec la chaîne alpine ; et c'est sans doute la raison pour laquelle cette comparaison a été faite très tôt.

Il est vrai qu'une très grosse partie de la chaîne calédonienne échappe à notre compréhension, du moins dans l'état actuel de nos connaissances ; partie insoupçonnée jusqu'à une époque récente mais qu'on sait maintenant être réincorporée à la chaîne hercynienne en des « noyaux » sur la signification desquels il ne demeure que des points d'interrogation (cf. p. 685).

C) LES CHAÎNES ANTÉCAMBRIENNES.

1. Au cours de la première moitié de ce siècle, la notion d'Antécambrien s'est beaucoup diversifiée et l'on a pu montrer : d'une part, que l'Antécambrien correspondait à une période beaucoup plus longue que l'ensemble des ères primaire, secondaire et tertiaire réunies, l'âge de la terre dépassant 3 milliards d'années et le début du Primaire n'étant fixé qu'à environ 500 millions d'années ; d'autre part, que l'Antécambrien comportait une suite de cycles terminés par des périodes d'orogénèse, métamorphisme et granitisation, ceci en suivant les idées de J. J. Sederholm et de l'école scandinave à laquelle on doit beaucoup de notions relatives aux terrains métamorphiques (migmatites, palingénèse, etc.). Bref, ce sont le métamorphisme d'une part, et les intrusions granitiques d'autre part, qui servirent de repère chronologique puisque les fossiles, si indispensables à la stratigraphie classique, manquaient.

2. Il est bien évident que les niveaux d'isométamorphismes ne sont pas des niveaux d'isochronie comme bien des auteurs l'ont souligné depuis longtemps ; mais, en l'absence d'autres critères, il fallut bien se fonder, pendant longtemps, sur cette zonéographie métamorphique. Or, les an-

nées récentes sont caractérisées par le grand développement des mesures d'âge absolu par les méthodes radio-actives. Celles-ci ont montré, dans bien des cas, que des séries considérées comme d'âge différent, d'après leur « faciès », leur degré métamorphique et leurs intrusions granitiques respectives, correspondaient en fait à des variations latérales de métamorphisme dans une même série. Il en est ainsi notamment des quatre cycles antécambriens distingués par J. J. Sederholm [1923-1926] en Finlande et qui, à la suite des mesures d'âge absolu, se ramèneraient finalement à un seul cycle d'une durée de 200 à 300 millions d'années (s'étageant entre — 1 900 millions d'années et — 1 600 millions d'années) surmonté par des dépôts plus récents qui n'ont participé à aucun autre cycle orogénique [Simonen, 1953, 1960 ; Simonen et Kouvo, 1951].

L'étude de l'Antécambrien est donc, par la voie des âges absolus, en pleine révolution ; et il est assez difficile de choisir, dans les interprétations actuelles, celles qui ont un avenir et celles qui n'ont plus déjà qu'un passé.

3. A titre d'exemple, je prendrai le cas de la Finlande qui, comme il vient d'être dit, a été récemment précisé à la suite des travaux de A. Simonen [1953, 1960]⁴⁵, et je m'en tiendrai là.

En fonction d'un socle plus ancien situé vers l'Est et qui sert donc d'avant-pays, la Finlande se divise en deux zones principales, sensiblement orientées N-S (fig. 16).

La zone *svéco-fennienne*, à l'Ouest, est la plus éloignée du continent ancien (position interne) ; elle est caractérisée par une puissante (environ 8 000 m) série métamorphique correspondant à une série sédimentaire à faciès flysch (grauwackes), granoclassée, intercalée de roches vertes de nature basique⁴⁶ allant des basaltes aux andésites et même exceptionnellement aux rhyolites, ces roches vertes divisant la série détritique en une série inférieure, la plus importante, et une série supérieure. L'ensemble de cette série a été métamorphisé ; les grauwackes donnant, suivant le degré de métamorphisme, des phyllades, des micaschistes ou des gneiss ; les roches vertes donnant, au contraire, des amphibolites dans lesquelles on reconnaît néanmoins des fantômes de pillows-lavas. La série *svéco-fennienne* est traversée par un abondant cortège de granites syntectoniques, tardi-tectoniques et post-tectoniques (à ces derniers, appartiennent les célèbres rapakivi — « anorogenic granites » de A. Simonen).

La zone *carélienne*, à l'Est, est la plus proche du continent ancien (position externe) ; elle est caractérisée par une série métamorphique moins

puissante correspondant à une série sédimentaire consistant en arkoses et quartzites continentales à la base (dont l'origine sédimentaire est à rechercher dans l'avant-pays), surmontée d'une série marine comprenant des dolomies et schistes péli-tique (= Jatulien), surmontée d'un ensemble détritique à faciès flysch (grauwackes) granoclassé (= Kalévien) ; il n'y a pas de roches vertes intercalées dans cette série. Le métamorphisme y est important et a donné, suivant son degré, des phyllades, des micaschistes ou des gneiss. Les granites, plus rares que dans la zone *svéco-fennienne*, sont également syntectoniques, tardi-tectoniques et post-tectoniques.

Une zone de transition est connue tant en Finlande du Nord où l'on voit des faciès caréliens s'associer à des roches vertes, qu'en Finlande du Sud où l'on voit les faciès *svéco-fenniens* s'intercaler de calcaires.

4. Pour les auteurs finlandais (A. T. Simonen ; O. Kouvo), il est bien clair que la zone carélienne est à caractère miogéosynclinal et la zone *svéco-fennienne* à caractère eugéosynclinal ; ceci résultant notamment des différences dans la série sédimentaire : présence de roches vertes dans la série *svéco-fennienne*, absence dans la série carélienne ; faciès flysch précoce dans la zone *svéco-fennienne*, tardif dans la zone carélienne, etc.

Bien des choses manquent dans ce tableau comme, par exemple, des renseignements précis sur la tectonique, sur l'âge de l'orogénèse. Du point de vue paléogéographique même, il est bien clair que miogéosynclinal et eugéosynclinal sont pris au sens très large sans qu'on puisse bien distinguer sillons et rides. Si l'on observe assez clairement un gradient magmatique par le fait que les ophiolites n'existent que dans la zone *svéco-fennienne* et la bordure nord-ouest (interne) de la zone carélienne ; ou encore que les intrusions granitiques sont beaucoup plus importantes dans la zone *svéco-fennienne*, le gradient métamorphique manque puisque tout semble métamorphisé à un même degré.

On remarquera d'ailleurs que, depuis la chaîne alpine, on voit, en remontant le temps, le métamorphisme et le magmatisme granitique déborder de plus en plus largement sur les zones externes, au point dans cette chaîne antécambrienne de ne plus épargner aucune d'entre elles.

45. L'approche des problèmes du socle finlandais est facilitée par le compte-rendu qu'a rédigé J. P. Devigne de l'excursion qu'il fit dans le Sud-Ouest de la Finlande à l'occasion du XXI^e Congrès géologique international.

46. La puissance cumulée des roches basiques peut atteindre 2 000 m.



FIG. 16. — Carte géologique et tectonique schématique des Carélo-Svéco-Fennides d'après A. SIMONEN [1960].

Cette figure montre, malgré l'effacement dû au métamorphisme, le couple eugéosynclinal-miogéosynclinal dont les caractères sont analysés dans le texte p. 690-693.

1 : socle précarélien ; (1 a : granite et gneiss ; 1 b : voûte granulitique) ; 2 : Svécofennides ; 3 : Carélides.

Néanmoins, il est assez remarquable de pouvoir restituer un tel schéma dans des séries qui sont toutes profondément métamorphisées et, par conséquent, rebelles à l'analyse stratigraphique classique.

5. On notera enfin que cet organe élémentaire (couple) carélo-svéco-fennien est d'une dimension temporo-spatiale comparable à celle des organes élémentaires des chaînes plus récentes : la largeur

de la Finlande ne dépasse pas celle d'un couple ; la durée du cycle, de 200 à 300 millions d'années, est tout à fait comparable à la durée du cycle calédonien ou hercynien ou alpin. Ceci montre que la fondamentale opposition que l'on fait couramment entre l'histoire antécambrienne du globe et l'histoire postérieure, mérite peut-être certaines retouches. Mais c'est là tout un travail qui est surtout d'avenir.

Conclusions générales.

Dans les pages précédentes, nous avons tenté de définir un « type d'organisation » et un « type d'évolution » qui soient caractéristiques des chaînes géosynclinales du cycle alpin ; puis, après avoir recherché dans la géographie actuelle des formes qui évoquent un moment de cette évolution géosynclinale, nous avons tenté de retrouver le type d'organisation et le type d'évolution géosynclinale dans les chaînes anté-alpines, hercynienne (varisque), calédonienne, antécambriennes. Ce nous fut l'occasion de voir que le « vêtement » taillé à la mesure des chaînes alpines, pouvait, dans l'ensemble, habiller les chaînes plus anciennes, moyennant certaines retouches plus ou moins importantes.

1. Le type d'organisation géosynclinale a pour « organe élémentaire », le couple eugéosynclinal-miogéosynclinal (fig. 1) défini par :

— sa paléogéographie : partant du continent constituant l'avant-pays, on rencontre successivement le sillon miogéosynclinal, la ride miogéanticlinale, le sillon eugéosynclinal, la ride eugéanticlinale ;

— sa polarité qui se manifeste de l'intérieur vers l'extérieur par une série de gradients décroissants :

o gradient orogénique : l'orogénèse est plus ancienne dans les zones internes et plus récente dans les zones externes ;

o gradient métamorphique : le métamorphisme est décroissant depuis les zones internes vers les zones externes ;

o gradient magmatique qui se manifeste de deux manières : par l'existence d'un magmatisme initial, basique (simique si l'on veut — ophiolites), dans les zones eugéosynclinales ; par l'existence d'un magmatisme synorogénique tardi- et post-orogénique acide (sialique si l'on veut — granites) ou intermédiaire (granodiorites et andésites) dans les zones internes au sens large, en cours de tectonisation ou déjà tectonisées, donc ayant perdu leur caractère de zones isopiques ;

— ses structures tectoniques : zones miogéosynclinale et miogéanticlinale externes demeurées autochtones et présentant des structures de type banal apparentées soit aux « plissements de couverture » soit aux « plissements de fond » ; zones eugéosynclinale et eugéanticlinale internes, caractéristiques des structures géosynclinales, ayant donné naissance à :

o des nappes de couverture, plus ou moins divericulées, issues du sillon eugéosynclinal et charriées vers l'extérieur sur la ride miogéanticlinale et sur le sillon miogéosynclinal ;

o une nappe ophiolitique, plus ou moins autonome, correspondant à la marge externe de la ride eugéanticlinale ;

o une nappe de socle correspondant à la ride eugéanticlinale.

2. Ces organes élémentaires, ou couples, sont répertés par le jeu de deux types de symétrie, centrifuge ou centripète :

— soit de manière à constituer des « bicouples à symétrie centrifuge » (fig. 2) qui sont les classiques chaînes à double déversement ; la zone médiane est, soit un « massif intermédiaire » (Zwischengebirge) à caractère d'arrière-pays commun aux deux couples, soit un sillon intermédiaire, soit l'affrontement des rides eugéanticlinales, soit l'affrontement des sillons eugéosynclinaux ; cette zone médiane de symétrie centrifuge est telle que les différents gradients, orogénique, magmatique, métamorphique, soient décroissants à partir d'elle vers l'extérieur ; les structures tectoniques « se tournent le dos » de part et d'autre de la zone médiane, ce qu'exprime le classique vocable de « chaîne à double déversement » ;

— soit de manière à constituer des « bicouples à symétrie centripète » (fig. 3) ; la zone médiane est soit un bloc à caractère d'avant-pays commun aux deux couples, soit l'affrontement des sillons miogéosynclinaux ; cette zone médiane de symétrie centripète est telle que les différents

gradients, orogénique, magmatique, métamorphique, soient croissants à partir d'elle vers l'intérieur ; les structures tectoniques se regardent de part et d'autre de la zone médiane.

Ainsi, s'opposent fondamentalement deux types d'axes de symétrie :

— l'axe de symétrie centrifuge, point de départ de l'orogénèse, granitisé, métamorphisé ;

— l'axe de symétrie centripète, point d'aboutissement de l'orogénèse, non métamorphisé, non granitisé.

Si donc, comme le voulait P. Fallot [1922] adaptant les théories de A. Wegener à la Méditerranée occidentale, les blocs séparant les sillons géosynclinaux forment une « mosaïque », il convient de souligner qu'il existe une *hiérarchie* entre ces blocs : ceux qui correspondent à des axes de symétrie centrifuge et ceux qui correspondent à des axes de symétrie centripète ont des caractéristiques paléogéographique, tectonique, orogénique, magmatique, métamorphique opposés ; les uns ont le caractère « d'arrière-pays intermédiaires » entre deux chaînes élémentaires, les autres « d'avant-pays intermédiaires ». Les rides eugéanticienne et miogéanticienne sont d'autres blocs ayant des caractéristiques intermédiaires entre ces deux extrêmes. *C'est dans cette « hiérarchisation » de la mosaïque qu'est le processus le plus original de l'évolution géosynclinal ; « mosaïque », certes, mais qui répète un « motif » ; ce motif est notre « organe » élémentaire, le couple eugéosynclinal-miogéosynclinal.*

3. Nous avons ensuite tenté de retrouver ce type d'organisation dans les chaînes plus anciennes, hercynienne, calédonienne, voire antécambrienne ; ce fut possible dans les parties de chacune de ces chaînes qui n'avaient pas été reprises par des orogénèses postérieures et incorporées à des chaînes plus récentes. Suivant la chaîne considérée, certains arguments manquaient ; mais, dans toutes, il restait cette « *polarité* » caractéristique qui permet d'individualiser chaque « couple » dans des ensembles à symétrie centrifuge ou centripète ; et parmi beaucoup de caractères exprimant cette polarité, dans toutes les chaînes considérées, le magmatisme initial ophiolitique est le plus constant, toujours caractéristique des zones internes, « eugéosynclinales » au sens large (= sillon eugéosynclinal + ride eugéanticienne ; en général à la limite des deux) ; c'est avec raison que H. Stille [1941] en a fait un caractère fondamental.

4. Parmi les différences qui sont apparues, celles concernant le métamorphisme et le mag-

matisme granitique synorogénique et postorogénique sont sans doute les plus fondamentales : dans une certaine mesure, il semble que, dans le temps, ces phénomènes deviennent moins généraux et se cantonnent progressivement vers l'axe de symétrie centrifuge des chaînes à double déversement. Au cycle alpin, le plutonisme granitique, étroitement limité aux axes de symétrie centrifuge, sorte d'arêtes magmatiques des chaînes alpines à double déversement, est très marqué surtout lorsqu'il existe des « massifs intermédiaires », comme entre Dinarides et Balkan en Europe ou entre Torides et Pontides en Asie-Mineure ; avec la chaîne hercynienne, on voit déjà le plutonisme granitique déborder sur la zone eugéanticienne ; avec la chaîne calédonienne, on le voit atteindre le sillon eugéosynclinal ; avec la chaîne antécambrienne (du moins celle que nous avons examinée : la Finlande), le plutonisme granitique atteint la zone miogéosynclinal ; *tout se passe donc comme si, au cours des temps, le plutonisme granitique « rentrait » dans l'axe des chaînes à double déversement.*

C'est la vieille idée de la décroissance de la granitisation dans le temps, qui prend, sous cet angle, un tour très précis.

5. Il convient aussi de souligner que, *au cours des temps, les « couples » ont des dimensions comparables*, qu'il s'agisse de la chaîne alpine, de la chaîne hercynienne, de la chaîne calédonienne et de la chaîne antécambrienne que nous avons examinées.

Pourtant, chaque chaîne ancienne déborde le domaine de la chaîne plus récente qui l'a reprise et paraît donc plus large que celle-ci. D'une part, il faut tenir compte du fait que, chaque chaîne prenant naissance à la suite de distensions plus ou moins sur l'emplacement d'une chaîne plus ancienne, il en résulte qu'il faut soustraire ces distensions à la largeur apparente de la chaîne antérieure. D'autre part, il peut arriver qu'une chaîne déterminée soit constituée par un nombre de couples plus grand : ainsi, pour nous limiter à l'Europe, si la chaîne alpine est, dans l'ensemble constituée par un seul bicouple à symétrie centrifuge, la chaîne hercynienne semble avoir été formée par trois d'entre eux ; pour ce qui est de la chaîne calédonienne, on connaît avec certitude le bicouple qui séparait le bouclier nord-atlantique du bouclier scandinave ; mais quelle est l'importance de la chaîne calédonienne là où elle a été reprise par la chaîne hercynienne ?... ; quant à la chaîne antécambrienne, jusqu'où s'étendait-elle puisque, jusque dans la chaîne alpine, on retrouve des noyaux antécambriens ?

6. Ceci pose la question de la conception classique, empruntée à J. D. Dana [1873], de l'accroissement progressif des boucliers antécambriens par l'adjonction de chaînes de plus en plus récentes. Et l'on peut se demander, avec les auteurs russes, si, au contraire, la fin de l'Antécambrien n'a pas été un maximum d'extension de la croûte continentale (« pan-plate-forme »), laquelle se serait par la suite fracturée périodiquement, chaque période de fracturation donnant naissance à un domaine géosynclinal ; en quelque sorte, les géosynclinaux représenteraient des « plaies » de plates-formes, « cicatrisées » par l'orogénèse. En effet, l'apparence d'adjonction de chaînes successives tient au fait que chaque chaîne nouvelle s'installe à l'emplacement de la précédente par distension, laissant sur chacun de ses bords un morceau de la chaîne antérieure qu'elle respecte ; ce qui suffit à expliquer les zones concentriques autour des boucliers antécambriens, comme c'est bien clair en Europe autour du bouclier scandinave. Car, par ailleurs, persistent des noyaux antécambriens dans la chaîne calédonienne, calédoniens dans la chaîne hercynienne, hercyniens dans la chaîne alpine ; et même antécambriens dans la chaîne alpine.

7. Quant au type d'évolution (fig. 8) en trois périodes successives, géosynclinale, tardigéosynclinale et postgéosynclinale, il n'a pas toujours été très facile de le retrouver : pour ce qui est de la chaîne hercynienne, ce fut clair, mais beaucoup moins pour la chaîne calédonienne et encore moins pour la chaîne antécambrienne que nous avons examinées. Il est vrai qu'on ne connaît de la chaîne calédonienne que les parties externes accolées à l'avant pays, toutes les zones internes, qui sont bien souvent le siège de ces évolutions tardives et post-tectoniques, étant actuellement sous les eaux.

En tous cas, l'évolution d'une chaîne géosynclinale au sens de l'ensemble des trois périodes, géosynclinale, tardigéosynclinale, postgéosynclinale, paraît, au cours des temps, correspondre à un laps de temps d'importance égale, de l'ordre d'environ 200 millions d'années, qu'il s'agisse de la chaîne alpine, de la chaîne hercynienne, de la chaîne calédonienne et même de la chaîne antécambrienne que nous avons examinées ; ce chiffre exprime-t-il le rythme fondamental de la planète, comme certains auteurs l'ont pensé ? Autant de questions qui restent à résoudre mais qu'il est bon de poser.

Bibliographie.

Les publications marquées d'un astérisque * sont consacrées spécialement au problème des géosynclinaux. Les autres correspondent à une documentation régionale relative aux différentes chaînes européennes.

- ADERCA B. M. (1959). — Structure géologique de la Roumanie d'après les publications de M. Ilie. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 77, p. 397-480.
- ANDRUSOV D. (1958). — *Geologia ceskoslovenských Karpat*. 2 vol., Bratislava, Slov. Akad. éd.
- (1961). — Les grandes nappes de recouvrement des Karpathes occidentales. *Geol. Prace*, vol. 60, p. 1-9.
- ARBENTZ P. (1919). — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zurich*, Jhrg. 64, H. 1-2 (Festschr. Alb. Heim), p. 246-275.
- ARGAND E. (1916). — Sur l'arc des Alpes occidentales. *Ecl. géol. Helv.*, vol. 14, p. 145-191.
- (1920). — Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagne. *Actes Soc. helv. Sc. nat.*, vol. 31, p. 13-39.
- (1922). — La tectonique de l'Asie. *C. R. 13^e Sess. Congr. géol. intern. Bruxelles*, (éd. 1926), p. 171-372.
- ARONIS G. et ROCH E. (1958). — A propos des bauxites d'Eleusis et du Parnasse-Ghiona en Grèce centrale. *C. R. Ac. Sc.*, t. 247, p. 940-942.
- AUBOUIN J. (1957 a). — Essai de corrélation stratigraphiques en Grèce occidentale. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 281-304.
- (1957 b). — Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. *Ibid.*, (6), VII, p. 1135-1155.
- * — (1958). — Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides. *Ibid.*, (6), VIII, p. 731-748.
- (1959 a). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. (1^{re} thèse, Paris, 1958.) *Ann. géol. Pays hellén.*, t. X, p. 1-483.
- (1959 b). — Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale. (2^e thèse, Paris, 1958.) *Ibid.*, t. X, p. 487-525.
- * — (1959 c). — A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Revue Géogr. phys. et Géol. dyn.*, sér. 2, vol. 2, p. 135-188.
- (1960). — Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *B. S. G. F.*, (7), II p. 487-526.
- (1961 a et b). — Propos sur l'orogénèse. *Bull. Serv.*

- Inf. géol. Bur. Rech. géol. et min.* 1^{re} part. : Propos statique, n° 52, p. 1-21 ; 2^e part. : Propos dynamique, n° 53, p. 1-24. (Suppl. *Chron. Mines et Rech. min.*, n°s 300 et 302).
- BARBIER R. (1948). — Les zones ultradauphinoises entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- BARROIS Ch. (1882). — Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. II.
- (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. In *Livre jubilaire Soc. géol. France*, t. I, p. 85-100.
- BEARTH P. (1958). — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. *Schw. min. petr. Mitt.*, Bd 38, p. 363-373.
- BEDERKE E. (1956 a). — Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. *Geol. Rundschau*, Bd 45, p. 167-174.
- (1956 b). — Magmatismus und Orogenese. *Verh. k. nederl. geol.-mijnb. Genoots.*, geol. ser., D. XVI (Gedenb. H. A. BROUWER), p. 12-19.
- (1956 c). — Die Granitgenerationen des Riesengebirges. In *Geotekt. Symp. zu Ehren H. STILLE*, p. 349-359. Stuttgart, F. Enke éd.
- BEDERKE E., BRAITSCH O., GABERT G., MURAVSKY H. et PLESSMANN W. (1957). — Beiträge zur Geologie des Vorpessarts. *Abh. hess. Landesanst. Bodenforsch.* H. 18.
- BEDERKE F. (1930). — Oberschlesien und das varistische Gebirge. *Geol. Rundschau*, Bd 21, p. 234-242.
- (1939). — Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 90, p. 770-771.
- BELOUSOV V. V. (1951). — Les questions de la structure et du développement de l'écorce terrestre. *Priroda*, vol. 9, p. 21-32.
- (1959). — Les divers types de plissements et leur mode de formation. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, sér. 2, vol. 2, p. 97-112.
- * BELOUSOV V. V. et GZOVSKIJ M. V. (1945). — Géosynclinaux, leur structure et les lois de l'évolution. 1. Géosynclinal calédonien en Grande-Bretagne. *Bull. Soc. Natur. Moscou (M. O. I. P.)*, sér. Géol., vol. XX, fasc. 5-6.
- BENEO E. (1949). — Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 68, p. 66-80.
- (1956). — Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane-sottomarine. *Boll. Serv. geol. Italia*, vol. 78, p. 291-321.
- BERSIER A. (1952). — Sédimentation cyclothématique des fosses parallèles de subsidence. *C. R. 19^e Sess. Congr. géol. intern., Alger*, fasc. XIV, p. 81-83.
- BERTRAND M. (1887). — La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. *B. S. G. F.*, (3), XV, p. 423-447.
- (1894). — Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *C. R. 6^e Sess. Congr. géol. intern. Lausanne*, p. 161-177.
- * BILJAARD P. P. (1951). — On the origin of geosyncline, mountain formation and volcanism. *Trans. amer. geophys. Union*, vol. 32, n° 4, p. 518-519.
- BILLINGS M. P. (1959). — Diastrophism and mountain building. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 71, p. 363-398.
- BOGDANOFF A. (1957). — Traits fondamentaux de la tectonique de l'U. R. S. S. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. 1, p. 135-166.
- BONCEV E. (1958). — Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. *Geologie*, Bd 7, H. 3 (Gedenkschr. S. von BUBNOFF), p. 409-419.
- * BONDARCHUK B. G. (1944). — The geomorphology of geosynclines. *Bull. Ac. Sc. U. R. S. S.*, sér. Géol., n° 1, p. 107-112.
- * BORISSIAK A. (1924). — Sur la théorie des géosynclinaux. *Bull. Com. géol. Leningrad*, vol. 43, n° 1, p. 1-15.
- BOURCART J. (1949). — Géographie du fond des mers. 1 vol., Paris, Payot éd.
- (1958). — Problèmes de géologie sous-marine. 1 vol., Paris, Masson et C^{ie} éd.
- (1959). — Morphologie du précontinent des Pyrénées à la Sardaigne. *Coll. intern. Centre nat. Rech. scient.*, n° 73, Nice-Villefranche 1958, p. 33-50.
- (1960). — Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, n° 1163.
- BRUNN J.-H. (1956). — Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. (Thèse, Paris, 1955). *Ann. géol. Pays hell.*, t. VII, p. 1-358.
- (1960). — Les zones helléniques internes et leur extension. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 470-486.
- BUBNOFF S. VON (1926-1936). — Geologie von Europa. 4 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- (1931). — Grundprobleme der Geologie. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- CAIRE A. (1957). — Étude géologique de la région des Bibans (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., *Bull.* n° 16.
- CAIRE A., CASTANY G., GLANGEAUD L. et MATTAEU M. (1959). — Les problèmes de la cartographie internationale des plissements et la feuille d'Algérie-Tunisie de la carte tectonique d'Europe. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 787-795.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *Ibid.*, (7), II, p. 915-938.
- CARLÉ M. (1938). — Bau und Entstehung des Odenwaldsattels. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 90, p. 425-443.
- CASTANY G. (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, n° 16, 102 p.
- CASTERAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXVII, n° 189.
- CAVET P. (1958). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises, entre le Roussillon et l'Andorre. *Ibid.*, t. LV, n° 254.
- CELET P. (1961). — Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale (Thèse, Lille, 1961). *Ann. géol. Pays hellén.*, t. XIII (sous presse).
- CHATTERJEE N. D. (1961). — The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland-Italy. *Geol. Rundschau*, Bd 51, p. 1-72.
- CHENEVOY M. (1958). — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- CHUBERT B. (1951). — Essai de chronologie hercynienne. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. IV, p. 1-78 (*Notes et Mém.*, n° 83).

- CIRIC B. et KARAMATA S. (1960). — L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 376-380.
- CLOOS H. (1922). — Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin.
- COGNÉ J. (1960). — Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 213-226.
- * COLOM G. (1957 a). — Sur les caractères des géosynclinaux mésozoïques. *Ibid.*, (6), VII, p. 1167-1188.
- (1957 b). — Zonas de sedimentacion y de enlaces tectonicos. *C. R. 20^e Sess. Congr. géol. intern. Mexico*, part. 1, p. 179-199.
- DACQUÉ E. (1915). — Grundlagen und Methoden der Paleogeographie. 1 vol., Iena, 499 p.
- * DANA J. D. (1873). — On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. *Amer. Journ. Sc.*, (3), vol. V, p. 423-443; vol. VI, pp. 6-14, 104-115, 161-171.
- DAVIS E. (1958). — Eine Granodioritintrusion im Flysch der Insel Lemnos. *Prak. Ak. Athinon*, vol. 33, p. 39-43.
- (1960 a). — Die Vulkangesteine der Insel Lemnos. *Ann. géol. Pays. hellén.*, t. XI, p. 1-82.
- (1960 b). — Geologisch-Petrographische Untersuchungen auf der Insel Samothraki. *Prak. Ak. Athinon*, vol. 35, p. 290-293.
- DEBELMAS J. (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- (1957). — Quelques remarques sur les conceptions actuelles du terme « cordillère » dans les Alpes françaises. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 463-474.
- DEECKE W. (1912). — Die alpine Geosynklinale. *Neues Jahrb. Min. etc. Beil.-Bd* 33, p. 831-858.
- DEMAÏ A. (1934a). — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Évolution stratigraphique et orogénique du géosynclinal hercynien. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, t. 7, p. 191-221.
- (1934 b). — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Étude du plan axial de l'évolution et de l'orogénèse hercynienne. *B. S. G. F.*, (5), IV, p. 311-346.
- (1948). — Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- DERCOURT J. (1960). — Esquisse paléogéographique et structurale du Péloponèse septentrional. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 415-426.
- DESTOMBES J. P. et VAYSSE A. (1947). — Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique (Hte-Garonne). *Ibid.*, (5), XVII, p. 403-409.
- DORN P. (1960). — Geologie von Mitteleuropa. 1 vol., Stuttgart, Schweizerbart'sche Verl.
- DRAKE C. L., EWING M. et SUTTON G. H. (1959). — Continental margin and geosynclines : the east coast of North America, north of Cape Hatteras. In *Physics and chemistry of the earth*, vol. 3, p. 110-198, New York, Londres, Pergamon Press éd.
- DUBERTRET L. (1937). — Sur la constitution et la genèse des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 204, p. 1663.
- (1939). — Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *Ibid.*, t. 209, p. 763.
- DURAND DELGA M. (1949). — Sur les terrains primaires de l'extrémité orientale du Massif du Mouthoumet (Aude). *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Collab. Camp. 1948, t. XLVII, n° 226 (éd. 1950), p. 163-174.
- (1955). — Étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e sér., n° 24.
- (1956 a). — Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. In *Geotekt. Symp.* Ehren H. STILLE, p. 304-335. Stuttgart, F. Enke éd.
- (1956 b). — Nouvelles données structurales sur l'Est du massif du Mouthoumet. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 314-316.
- (1956 c). — Sur l'évolution de l'archipel de la Galite au Néogène et au Quaternaire. *C. R. Ac. Sc.*, t. 243, p. 507-509.
- (1956 d). — Sur les formations antémioécènes de l'archipel de La Galite (Tunisie). *Ibid.*, t. 243, p. 389-392.
- (1960). — Le sillon géosynclinal du flysch tithonique néocomien en Méditerranée occidentale. *Rd. Ac. Lincei*, p. 579-585.
- (1961 a). — Le sillon des flyschs crétacés en Méditerranée occidentale. *Ibid.*, p. 62-66.
- (1961 b). — Le sillon du flysch éocène en Méditerranée occidentale. *C. R. Ac. Sc.* t. 252, p. 296-298.
- (1961 c). — Le sillon géosynclinal des flyschs oligocènes en Méditerranée occidentale. *Ibid.*, t. 252, p. 431-433.
- DURAND DELGA M. et FONTBOTÉ J. M. (1960). — Le problème de l'âge des nappes Alpujarides d'Andalousie. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. 3, p. 181-188.
- DURAND DELGA M. et LAMBERT M. (1955). — Existence d'un flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles (Algérie). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 225-226.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1959). — Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieure à matériel numidique. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 225-226.
- (1960). — Sur l'origine ultrarifaine de certaines nappes du Rif septentrional. *Ibid.*, p. 22-24.
- EASTWOLD T. (1953). — Northern England, 3^e éd. Londres, Geol. Surv. and Museum, *British regional Geology*.
- ELLENBERGER F. (1951). — Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Relieffumkehrung) dans la préorogénèse alpine. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 133-136.
- (1952). — Sur l'âge du métamorphisme de la Vanoise. *Ibid.*, p. 218.
- (1958). — Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- (1960). — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). *B. S. G. F.*, (7), II, p. 190-194.
- ELTER P. (1960). — I lineamenti tettonici dell'Apennino a Nord-Ovest delle Apuane. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. LXXIX, p. 275-312 et *Publ. Centr. Stud. geol. Apennino*, fasc. XI.
- ERICSON D. B., EWING M. et HEEZEN B. C. (1952). — Turbidity currents and sediments in North Atlantic. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 36, p. 489-511.
- ERICSON D. B., EWING M., WOLLIN G. et HEEZEN B. C. (1961). — Atlantic deep sea sediments cores. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 72, p. 193-286.

- ESKOLA P. (1960). — Granitentstehung bei Orogenese und Epirogenese. *Geol. Rundschau*, Bd 50, p. 105-123.
- EWING M. et HEEZEN B. C. (1959). — The floor of the oceans. *Geol. Soc. America, Spec. Pap.* n° 65.
- FALLOT P. (1922). — Étude géologique de la Sierra de Majorque (Baléares). 1 vol., Paris et Liège, Béranger éd.
- (1950). — Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes bergamasques et les Dolomites. *B. S. G. F.*, (5), XX, p. 183-195.
- (1955). — Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXVII, p. 14-170.
- (1959). — La géologie profonde du bassin du Pô et le mystère de celui du Guadalquivir. *Est. géol.*, vol. XV, p. 155-162.
- FISCHER G. (1935). — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem bayerischen Wald und Mähren. *Jahrb. preuss. geol. L. A.*, Bd 56, p. 733-741.
- FONTBOTÉ J. M. et JULIVERT M. (1952). — Algunas precisiones sobre la cronologia de los plesamentos hercinianos en Cataluña. *C. R. 18^e Sess. Congr. géol. intern. Alger*, fasc. XV, p. 575-591.
- FORESTIER F. H. (1959). — Une nouvelle série polymétamorphique du Massif Central français : le Livradois méridional. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 854-856.
- FOURMARIER P. (1954). — Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège, Société géologique de Belgique.
- GAERTNER H. R. VON (1931). — Geologie der zentral-karnischen Alpen. *Denk. Ak. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, Bd 102.
- (1937 a). — Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als Teils des sudwest-europäischen Variszikums. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, F. III, H. 14.
- (1937 b). — Der Bau des französischen Zentralplateau. *Geol. Rundschau*, Bd 28, p. 48-68.
- (1943-1948). — Erwägungen über praepermische Gebirgzusammenhänge im Untergrund von Norddeutschland. *Geol. Jahrb.*, Bd 64 (éd. 1950), p. 123-158.
- (1960). — Über die Verbindung der Bruchstücke der kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, part XIX, p. 96-101.
- GAGEONNET R., LEMOINE M. et TRÜMPY D. (1959). — Problèmes pétroliers dans la province portugaise de Timor. *Rev. Inst. fr. Pét.*, vol. XIV, p. 466-473.
- GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXIX, n° 62.
- (1960). — L'orogénèse calédonienne dans la Montagne Noire (Sud du Massif central français) et les régions voisines. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, part XIX, p. 120-125.
- GÈZE B., SITTER L. U. DE et TRÜMPY R. (1952). — Sur le sens du déversement des nappes de la Montagne Noire. *B. S. G. F.*, (6), II, p. 491-535.
- GIGNOUX M. (1926-1960). — Géologie stratigraphique. 5 éditions. 1 vol., Paris, Masson et Cie.
- * GLAESSNER M. F. et TEICHERT C. (1947). — Geosynclines : a fundamental concept in geology. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 245, pp. 465-482 et 571-591.
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 735-759.
- (1952). — Les éruptions tertiaires nord-africaines ; leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. *C. R. 19^e Sess. Congr. géol. intern. Alger*, fasc. XVII, p. 71-101.
- (1956). — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apenin et l'Atlas nord-africain. *B. S. G. F.*, (6), VI, p. 867-891.
- (1957-1959). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. I, p. 200-220 ; vol. II, p. 197-204.
- (1960). — La part de la géologie dans les grandes synthèses. *In Encyclopédie française*, t. III, 2^e part., sect. B : l'écorce terrestre, p. 3.30.13-3.32.8.
- GOGUEL J. (1943). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- (1944). — La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 201-218.
- (1952). — Traité de tectonique, 1 vol. Paris, Masson et Cie.
- GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- GRABAU A. W. (1919). — Migration of geosynclines. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 30, p. 87 (abstract).
- GRAINDOR M. J. (1957). — Le Briovérien dans le Nord-Est du massif armoricain. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- (1961). — A propos des mouvements varisques dans le Massif armoricain. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 54-56.
- GUITARD G. (1953). — La structure du massif du Canigou. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 907-926.
- (1955). — Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *Ibid.*, (6), V, p. 441-469.
- (1958). — Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne, de l'Ariège à la Méditerranée. *Ibid.*, (6), VIII, p. 825-852.
- (1960). — Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne des Pyrénées. *Ibid.*, (7), II, p. 862-887.
- GUNZLER-SEIFFERT H. (1941). — Persistente Brücke im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 34, p. 164-172.
- * GZOVSKY M. V. (1948). — Sur l'état actuel de certaines notions fondamentales dans l'étude des géosynclinaux. *Bull. Soc. Natur. Moscou (M. O. I. P.)*, sér. Géol., vol. 23, n° 4, p. 87-97.
- HAARMAN E. (1930). — Die Oszillationstheorie ; eine Erklärung der Krustenbewegung von Erd und Mond. Stuttgart, F. Enke, éd.
- * HALL J. (1859). — Natural history of New York, Paleontology.
- * HARRINGTON J. W. (1950). — Quelques données découlant de la géométrie des géosynclinaux. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 61, p. 1467-1468 (abstract).
- * HAUG E. (1900). — Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des régressions et des transgressions marines. *B. S. G. F.*, (3), XXVIII, p. 617-711.
- (1908). — Traité de géologie. 3 vol., Paris, A. Colin, éd.
- (1925). — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *B. S. G. F.*, (4), XXV, p. 97-244.

- HESS H. H. (1938). — Gravity anomalies and island arc structures, with particular reference to the West Indies. *Proc. amer. phil. Soc.*, vol. 79, p. 71-96.
- HOENES D. (1949). — Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwald. *Ber. naturf. Ges. Freiburg*, Bd 39.
- HOLTEDAHN O. (1960). — Geology of Norway. *Norges geol. Unders.*, n° 208, 1 vol.
- HUPÉ P. (1947). — Sur l'âge des migmatites dans les Pyrénées. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 85-86.
- JARANOFF D. (1960). — Tectonique de la Bulgarie. 1 vol., Sofia, Technica éd.
- * JONES O. T. (1938). — The development of a geosyncline. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. 94, p. 60-110.
- JUNG J. (1928). — Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, n° 2.
- (1946). — Géologie de l'Auvergne. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- JUNG J. et ROQUES M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophyliennes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 235.
- * KAY M. (1942). — Development of the Northern Alleghany synclinorium and adjoining regions. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 53, p. 1601-1658.
- (1945 a). — North American geosynclines; their classification. *Ibid.* vol. 56, p. 1172.
- (1945 b). — Paleogeographic and palinspatic maps. *Bull. amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 29, p. 426-451.
- (1947). — Geosynclinal nomenclature and the craton. *Ibid.*, vol. 31, p. 1289-1293.
- (1951). — North american geosynclines. *Geol. Soc. America, Mem.* n° 48 (réimpressions en 1955 et 1956).
- KETTNER R. (1956). — Einige Ergebnisse der geologischen Studien über den Bau der Ostsudeten. In *Geotekt. Symp. Ehren Hans STILLE*, p. 255-271. Stuttgart. F. Enke éd.
- * KHAIN V. E. (1948). — Lois fondamentales de l'évolution des géosynclinaux (d'après l'exemple du Caucase). *Izv. Ak. Nauk S. S. S. R.*, sér. Géol., n° 6, p. 51-70, 8 fig.
- (1951). — Types les plus importants de l'évolution géosynclinal. *Dokl. Ak. Nauk S. S. S. R.*, vol. 81, n° 3, p. 453-456.
- * KHAIN V. E. et SCHEINMANN Y. (1960). — Cent ans de la théorie géosynclinal. *Sov. Géol.*, vol. II, p. 1-44.
- * KNOFF A. (1948). — La théorie des géosynclinaux. *Bull. Soc. geol. America*, vol. 59, p. 649-670.
- KOBAYASHI T. (1948). — The geotectonics of the Japanese Islands. 2 vol., Tokyo, Meguro Book éd.
- KOBER L. (1921-1928). — Der Bau der Erde. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- (1923). — Bau und Entstehung der Alpen. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- (1929). — Die Groggliederung der Dinariden. *Centralbl. Min. etc. Abt. B*, p. 426-437.
- (1931). — Das alpine Europa. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- (1952). — Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. *Ac. serbe Sc.*, vol. 189 (Inst. géol. n° 3), fasc. spécial, 81 p.
- (1955). — Bau und Entstehung der Alpen. 1 vol., Wien, Franz Deuticke éd.
- KOSSMATT F. (1924). — Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- (1926). — Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erde. *Abh. sächs. Ak. Wiss.*, Bd 38.
- (1927). — Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. sächs. geol. Land. Anst.*, p. 1-39.
- (1936). — Paläogeographie und Tektonik. 1 vol., Berlin, Borntraeger éd.
- KRAUS E. (1927). — Der orogene Zyklus und seine Stadien. *Centralbl. Min., etc. Abt. B*, p. 216-233.
- (1928). — Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklistheorie. *Geol. Rundschau*, Bd 19, p. 353-481.
- (1951). — Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. 1 vol., Berlin, Akademie Verlag éd.
- (1960). — Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, part XVIII, p. 236-247.
- KSIĄZKIEWICZ M. (1952). — Evolution of the carpathian flysch geosyncline. *C. R. 19^e Sess. Congr. géol. intern. Alger*, sect. XIII, fasc. XIV, p. 11-15.
- (1956). — Tectonics and sedimentation in the Northern carpathians. *C. R. 20^e Sess. Congr. géol. intern. Mexico*, part. 1, p. 227-251.
- (1960). — Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rundschau*, Bd 50, p. 8-31.
- (1961). — Life conditions in flysch basins. *Ann. Soc. géol. Pologne*, t. XXXI, p. 3-21.
- KUENEN Ph. (1935). — Geological interpretation of the bathymetrical results. In *Snellins exp. East Part of Netherl. East Indies*, part 1, 124 p.
- KUENEN Ph. et CAROZZI A. (1953). — Turbidity currents and sliding in geosynclinal basin of the Alps. *Journ. Geol.*, vol. 61, p. 363-373.
- KUENEN Ph. et MIGLIORINI C. I. (1950). — Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Ibid.*, vol. 58, p. 91-126.
- LANTEAUME M. (1957). — Nouvelles données sur le flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie). *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 115-124.
- (1958). — Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes. *Ibid.*, (6), VIII, p. 651-674.
- LAPADU-HARGUES P. (1958). — Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sciences nat. Auvergne*, t. 23, p. 19-31.
- LAWSON A. C. (1932). — Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of the asiatic coast. *Bull. Soc. geol. America*, vol. 43, p. 353-382.
- LEMOINE M. (1952). — Le décollement de la couverture Briançonnaise et ses conséquences. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, p. 1195-1197.
- (1953). — Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone Briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 105-122.
- (1959). — Un exemple de tectonisation chaotique : Timor. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. II, p. 205-230.
- (1960). — Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone Briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversale de Briançon et du Queyras). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 102-103.
- LORY Ch. (1860). — Description géologique du Dauphiné. 1 vol., Paris et Grenoble, Savy et de Maisonneville éd.
- LORY P. (1895). — Sur les plis anciens du Dévoluy et des régions voisines. *B. S. G. F.*, (3), XXIII, p. 843-844.
- LORENZ C. (1960). — Données nouvelles sur la date de la

- transgression de l'Oligo-Miocène dans la région de Ceva-Millesimo (Piémont). *C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 1683-1685.
- LOTZE F. (1942). — Die iberische Halbinsel. *Geol. Jahrbesher.*, IV, B, p. 245-257.
- (1945). — Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, Bd 6, p. 79-92.
- (1956). — Das Präkambrium Spaniens. *Neues Jahrb. Geol. Pal. etc., Monatsh.*, 8, p. 373-380.
- (1956). — Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. In *Geotekt. Symp. Ehren H. STILLE*, p. 128-139. Stuttgart, F. Enke éd.
- LUGEON M. (1943). — Une nouvelle hypothèse : la diverticulation (note préliminaire). *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, t. 62, n° 260.
- LUGEON M. et GAGNEBIN E. (1944). — Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, n° 72.
- LUGEON M. et SCHNEEGANS D. (1940). — Sur le diastrophisme alpin. *C. R. Ac. Sc.*, t. 210, p. 187.
- MAC GILLAVRY H. J. (1961). — Deep or not deep ; fore-deep or « alter-deep ». *Geol. en Mijnb.*, n. ser., Jrg. 23, p. 133-148.
- MARBOT V. (1961). — Mise au point sur la structure de la Sicile. *Ann. Géogr.*, t. 70, n° 379, p. 311-319.
- MATHIEU G. (1958). — Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 253.
- MATTAUER M. (1958). — Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Bull.* n° 17.
- MEHNERT K. R. (1958). — Die geologische Entwicklung des Schwarzwald-Grundgebirges unter Berücksichtigung neuer absoluter Alterbestimmungen. *Zeitsch. deuts. geol. Ges.*, Bd 110, p. 2.
- MERCIER J. (1958). — Sur l'âge de la phase « antésénénienne » à l'Ouest du Dévoluy (Drôme). *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 689-697.
- (1960). — Remarques sur la géologie de la zone pélagonienne et de la zone du Vardar en Macédoine grecque. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 435-449.
- MERLA G. (1951). — Geologia dell'Apennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 70, p. 95-382.
- (1957). — Essay on the geology of Northern Apennines with a geological map 1/1 000 000^e. Milan, A. G. I. P. éd.
- MICHEL R. (1953). — Les schistes cristallins des massifs du grand Paradis et de Sezia Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences Terre*, Nancy, t. 1, n° 3-4, 290 p.
- MICHOT, P. (1956). — La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXX, p. 19-50.
- MOBUS G. I. (1956). — Zum Saxothuringikum zwischen Erzgebirge und Sudeten. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 108, p. 222.
- MORET L. (1950). — Idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 28, p. 1-56.
- MOURATOV M. V. (1960). — Tectonic structure of the alpine geosynclinal area in eastern Europa and Asia-Minor and their developpment. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, part XVIII, p. 137-148.
- NICKEL E. (1955). — Das Odenwaldgrundgebirge. *Aufschluss.*, Jg. 6.
- NEMKOV G. (1960). — Tectonic developpment of Czechoslovakia. 1 vol., Prague.
- NORCSA F. (1921). — Geologische Grundzüge der Dinariden. *Geol. Rundschau*, Bd 12, p. 1-19.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. miner. Siciliana*, II^e an., n° 64-65, p. 183-212.
- PAPROTH D. et GRAULICH M. J. M. (1958). — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique tenue dans le Sauerland. *Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydrol.*, t. LXVII, p. 329-357.
- PETKOVIC K. V. (1958). — Neue Erkenntnisse über den Bau den Dinariden. *Jahrb. geol. Bundesanst. Wien*, Bd 101, p. 1-24.
- PETRASCHEK W. (1933). — Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mitt. geol. Ges. Wien*, Bd 26, p. 1-136.
- * PEYVE A. V. et SINITZYN V. M. (1950). — Certains problèmes fondamentaux de la doctrine des géosynclinaux. *Izv. Ak. Nauk. S. S. S. R.*, sér. Géol., n° 4, p. 28-52.
- PFANNENSTIEL M. (1960). — Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östlichen Mittelneere. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, vol. 57, n° 1192, 60 p.
- PLESSMANN W. (1957). — Zur Tektonik und Metamorphism der Büdnerschiefer am SW Rand des Gotthardmassivs. *Nachr. Ak. Wiss. Göttingen*, Bd I, p. 18-31.
- PRINGLE J. et NEVILLE G. T. (1948). — South Wales, 2^e éd. Londres, Geol. Surv. and Museum, *British regional Geology*.
- PRUVOST P. (1914). — Observations sur les terrains dévonien et carbonifères du Portugal et leur faune. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. X, p. 1-21.
- (1930). — Sédimentation et subsidence. In *Livre jubilaire Soc. géol. France*, t. II, p. 545-564.
- (1934). — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, III : Description géologique. *Et. Gîtes minéraux France*.
- (1960). — Les visages successifs de la Terre et les grands tournants de son histoire. In *Encyclopédie française*, t. III, 2^e part., sect. B : L'écorce terrestre, p. 3.38.15-3.40.11.
- RAGUIN E. (1938). — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 11-36.
- (1950). — Observations nouvelles sur le granite de Quérigut. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXX, p. 266-269.
- * RICH J. L. (1937). — A mechanism for the initiation of geosynclines and geo-basins. *Geol. Soc. Amer., Proc.*, p. 106-107.
- ROCH E. (1950). — Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 60, 1 vol.
- ROEVER W. P. DE (1956). — Some difference between post-paleozoic and older regional metamorphism. *Geol. en Mijnb.*, n. ser., Jrg. 18, p. 123-127.
- (1957). — Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale. *Geol. Rundschau*, Bd 46, p. 137-146.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- SANITAS Ch. et LAPADU-HARGUES P. (1958). — Les granites du Vivarais méridional. *Bull. Serv. Carte géol. France*. C. R. Collab. Camp. 1957, t. LVI, n° 255, p. 101-114.
- SCHEUMANN K. H. (1957). — Über Gneise des Erzgebirges. *Geologie, Jhrg.* 6, p. 3-40.
- SCHMIDT K. (1958). — Zum Alterverhältnis der Rot- und Gangneisgruppe des erzgebirgischen Gneiskerns. *Ibid.*, Jhrg. 7, p. 237-860.

- (1960). — Zum gegenwärtigen Stand der Erforschung des finnischen Grundgebirges. *Ibid.*, Jhrg. 9, p. 391-417.
- (1961). — Der Magmatismus des sächsischen « Algonkiums » und seine tektonische Stellung. *Neues Jahrb. Min. etc.*, H. 2, p. 71-87.
- SCHMIDT W. (1951). — Die paläographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 103, p. 151-177.
- SCHNEEGANS D. (1938). — La géologie des nappes de l'Ubaye Embrunais entre l'Ubaye et la Durance. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- SCHRIEL W. (1929). — Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, H. 14.
- (1954). — Die Geologie des Harzes. *Veröff. niedersächs. Amt. Landesplan. und Stat.*, Bd 49.
- * SCHUCHERT C. (1923). — Sites and natures of the north-american geosynclines. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 34, p. 151-260.
- SCHWAN W. (1956). — Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. In *Geotekt. Symp. Ehren H. STILLE*, p. 272-288. Stuttgart, F. Enke éd.
- SEDERHOLM J. J. (1923-1926). — On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, part I, n° 58 ; part II, n° 77.
- * SHATSKIJ N. S. (1946). — L'hypothèse de Wegener et les géosynclinaux. *Izv. Ak. Nauk S. S. S. R.*, sér. Géol., n° 4.
- SIMONEN A. (1953). — Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennides early archaean supracrustal rocks in Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 160, 64 p.
- (1960a). — Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. *Ibid.*, n° 189, 101 p.
- (1960 b). — Pre-quaternary rocks in Finland. *Ibid.*, n° 191, 49 p.
- SIMONEN A. et KOUVO O. (1951). — Archaean varved schists north of Tampere in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 150, p. 93-113.
- SITTER L. U. DE (1956). — A cross section through the central Pyrenees. *Geol. Rundschau*, Bd 45, p. 214.
- (1957). — The structural history of the SE corner of the paleozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jahrb. Geol. Pal., Abh.*, Bd 105, p. 272-284.
- (1956). — Structural geology. 1 vol., New York, Toronto, Londres, Mc Graw Hill éd.
- SITTER L. U. DE et SITTER-KOOMANS C. M. (1949). — The geology of the Bergamasco Alps, Lombardia, Italy. *Leidse geol. Med.*, D. 14, p. 1-257.
- SMITH B. et NEVILLE G. T. (1948). — North Wales, 2^e éd. Londres, Geol. Surv. and Museum, *Brit. regional Geology*.
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1950). — Réunion extraordinaire dans les Cévennes et dans la Montagne Noire. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 305-371.
- (1953). — Réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais, Marche. *Ibid.*, p. 370-412.
- (1954). — Réunion extraordinaire en Maurienne et Tarentaise. *Ibid.*, p. 435-505.
- (1958). — Réunion extraordinaire dans les Pyrénées. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 805-978.
- SONDER R. A. (1956). — Mechanik der Erde. 1 vol., Stuttgart, Schweizerbart'sche Verl. éd.
- STAUB R. (1924). — Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., Lief. 52.
- (1926). — Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahr. nat. Ges. Zürich*, Jhrg. 71, p. 196-261.
- (1951). — Ueber der Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und der Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 44, p. 29-130.
- STEINMANN G. (1926). — Die ophiolitische Zonen in den mediterranen Kettengebirge. *C. R. 14^e Sess. Congr. géol. intern. Madrid*, fasc. 2, p. 636-638.
- * STILLE H. (1913). — Evolutionen und Revolutionen in der Erdgeschichte. Berlin.
- (1924). — Grundlagen der vergleichenden Tektonik. 1 vol., Berlin, Bornträger éd.
- (1929). — Die subvariszische Vortiefe. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 81, p. 339-354.
- * — (1936). — Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonische Forschung. 25 *Jahr. Kaiser Wilhelm Ges.*, Bd II, p. 77-97.
- (1941). — Einführung in den Bau Nordamerikas. 4 vol., Berlin, Bornträger éd.
- (1949). — Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 99, p. 150-174.
- (1951). — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Geol. Jahrb., Beih.* 2, 1 vol.
- (1953). — Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Ibid.*, *Beih.* 8, 1 vol.
- (1957). — « Atlantische » und « pazifische » Tektonik. *Ibid.*, Bd 74, p. 677-686.
- (1958 a). — Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. *Ibid.*, *Beih.* 22, 1 vol.
- (1958 b). — Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungsräume. *Geologie*, Jhrg. 7, p. 237-306.
- STORM L. W. (1945). — Resume of facts and opinions on sedimentation in Gulf Coast region of Texas and Louisiane. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 29, p. 1304-1335.
- STRAND T. (1961). — The Scandinavian Caledonides : a review. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 259, p. 161-172.
- * STREIS N. A. (1947). — Certaines notions fondamentales dans l'étude des géosynclinaux. *Bull. Soc. Natur. Moscou (M. O. I. P.)*, sér. Géol., t. XXII, fasc. 5.
- SUESS E. (1883). — Das Anstlitz der Erde. Trad. française par E. DE MARGERIE, 1912, Paris, A. Colin éd.
- SUESS E. (1932). — Zur Synthese der ostvariszische Bogens. *Neues Jahrb. Min. etc.*, Bd 69, p. 1-34.
- SUPAN A. (1907). — Die Sundagräben. *Petermann. Mitteil.*, Bd LIII, p. 70-71.
- TEICHMÜLLER R. (1956). — Die Entwicklung der subvariszischen Vortiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons. *Zeitschr. deuts. geol. Ges.*, Bd 107, p. 55-65.
- TEISSEYRE H. (1960). — The principal structural features of the sudetic Caledonides. *Rep. 21st Sess. geol. intern. Congr. Norden*, part XIX, p. 108-119.
- TERMIER H. (1936). — Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc*, n° 33, 4 vol.
- TERMIER H. et G. (1952). — Histoire géologique de la biosphère, 1 vol. Paris, Masson et C^{ie} éd.
- (1956-1957). — L'évolution de la lithosphère, 3 vol. : I : Pétrogénèse, II : Orogénèse ; III : Glyptogénèse, Paris, Masson et C^{ie} éd.

- TERMIER P. (1902). — Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes, *B. S. G. F.*, (4), II, p. 411-432.
- TETJAEV M. (1934). L'évolution historique des formes de la géotectogénèse. *Probl. Sov. Geol.*, n° 1 et 2.
- (1934-1941). — Éléments de géotectonique, 2 éd. 1 vol., Moscou, Onti éd.
- THORAL M. (1935). — Contribution à l'étude géologique des monts de Lacagne et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXVIII, n° 192, 320 p.
- TOIT A. DU (1937). — Our wandering Continents. 1 vol.
- TOLLMANN A. (1959). — Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien.*, Bd 10, p. 1-62.
- TORNEBOHM A. E. (1896). — Grunddragen of det centrala skandinariens bergbygnad. *Kgl. svenska vetensk. Ak. Handl.*, vol. 28, n° 5.
- TORNQUIST A. (1916). — Geologie. I. Teil : Allgemeine Geologie. 1 vol.
- TREVISAN L. (1950). — L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravita. *Mem. Ist. geol. Univ. Padova*, vol. 16.
- TRÜMPY R. (1955). — Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 217-231.
- (1957). — Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 443-461.
- (1958). — Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. *Geol. en Mijnb.*, n. ser., Jrg. 20, p. 340-352.
- (1960 a). — Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 843-908.
- * — (1960 b). — Der Werdegang der Geosynklinale. *Geol. Rundschau*, Bd 50, p. 4-7.
- UMBROVE J. H. F. (1947). — The pulse of the Earth. 1 vol. La Haye, M. Nijhoff éd.
- (1948). — The origin of deep sea troughs in the East Indies. *Proc. 18th Sess. geol. intern. Congr. Gr.-Brit.*, part VIII, p. 73-80.
- (1949). — Structural history of the East Indies. 1 vol. Cambridge, Cambridge Univ. Press.
- (1950). — Symphony of the Earth. 1 vol., La Haye, M. Nijhoff éd.
- VAN BEMMELEN R. W. (1933). — The undation theorie and the development of the earth's crust. *C. R. 16e Sess. Congr. géol. intern. Washington*, p. 265.
- (1949). — The geology of Indonesia. 3 vol., La Haye, M. Nijhoff éd.
- (1954). — Mountain building. 1 vol., La Haye, M. Nijhoff éd.
- (1960). — New views on east-alpine orogenesis. *Rep. 21st Sess. geol. intern. Congr. Norden*, part XVIII, p. 99-116.
- VENING MEINESZ (1940). — The earth's crust deformation in the East Indies. *Proc. k. nederl. Ak. wet. Amsterdam*, vol. XLIII.
- WATZNAUER A. (1954). — Die erzgebirgischen Granit-intrusionen. *Geologie*, Jahrg. 3, p. 688-706.
- (1955). — Sammelreferat tschechischer Arbeiten aus dem deutsch-tschechoslow. Grenzgebiet. *Ber. geol. Ges. D. D. R.*, Bd I, p. 87-95.
- (1960). — Die kaledonische orogenese in Sachsen und Thüringen. *Rep. 21st Sess. geol. intern. Congr. Norden*, part XIX, p. 102-107.
- WEGENER A. (1915-1922). — Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 1 vol., 3 éditions., Braunschweig, F. Vieweg u. Sohn éd. Trad. française, 1937, Paris, Nizet et Bastard.
- WEGMANN C. E. (1930). — Über Diapirismus (besonders im Grundgebirges). *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 92, p. 58-76 (trad. franç. Serv. Carte géol. Algérie, n° 18, 1957).
- (1935). — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, Bd 36, p. 305-350 (trad. franç. Serv. Carte géol. Algérie, n° 4, 1957).
- (1948). — Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *Proc. 18th Sess. geol. intern. Congr. Gr. Brit.*, part III, p. 45-52.
- (1955). — Vue d'ensemble sur les travaux de la réunion de printemps 1954 à Mayence. *Geol. Rundschau*, Bd 43, p. 273-306.
- (1959). — La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. *Norske geol. Tidssk.*, Bd 39, p. 25-74.
- WENK E. (1949). — Die Association von Radiolarienhorstein mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experientia*, vol. 5, n° 6, p. 226-232.
- (1956). — Die lepontinische Gneissregion und die junge Granite der Valle della Mera. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 49, n° 2, p. 251-265.
- WESTERWELD J. (1956). — Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. *Geol. en Mijnb.*, n. ser. Jrg. 4, p. 94-105.
- WÜNDERLICH H. G. (1957). — Tektonik und Metamorphism der Büdnerschiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs *Nachs. Ak. Wiss. göttingen*, Bd II, p. 1-17.
- ZAPLETAL K. (1928). — Zur Auffassung des varizischen Orogens. *Centralbl. Min. etc.*, p. 292-299.
- ZWART H. J. (1954). — La géologie du massif du Saint-Barthélémy, Pyrénées, France. *Leidse geol. Med.*, D. XVIII, p. 1-228.

Observations et réponses.

M. J. GOGUEL constate que M. Aubouin n'a pas cherché à défendre la notion même du géosynclinal, qui apparaît aujourd'hui trop vague et insaisissable, mais certains types, essentiellement mio- et eugéosynclinal; il est d'accord pour penser que ce sont les relations mutuelles entre ces types qui sont fécondes.

M. J. AUBOUIN remercie M. Goguel de son observation et confirme que, dans la note qu'il vient de présenter, il essaie de définir un *type d'organisation* et un *type d'évolution* géosynclinales, de manière à faire sortir cette notion de l'aspect vague et insaisissable qu'elle a trop souvent. Le type d'organisation lui paraît fondé sur la liaison mio-eugéosynclinale en un couple mio-eugéosynclinal qui constitue un motif élémentaire répété par le jeu de symétries en général centrifuges, mais parfois centripètes; étant entendu que le domaine géosynclinal ainsi défini comprend non seulement des sillons, ce que laisse supposer le vocable géosynclinal, mais aussi des rides: ainsi le « couple » lui semble constitué, de l'extérieur vers l'intérieur, successivement par un *domaine* mioeugéosynclinal comprenant un sillon mioeugéosynclinal et une ride mioéantyclinale, et un *domaine* eugéosynclinal comprenant un sillon eugéosynclinal et une ride eugéantyclinale; les zones de symétrie pouvant être plus ou moins complexes et consister soit en « massifs intermédiaires » (« avant-pays intermédiaires » pour les symétries centripètes, « arrière-pays intermédiaires » pour les symétries centrifuges), soit en « sillons intermédiaires », etc.

* *

M. L. GLANGEAUD présente les observations suivantes :

Le schéma pédagogique des Alpes que M. Aubouin a présenté avec beaucoup de clarté est peut-être exact pour la zone axiale des Hellénides, au niveau du Rhodope. Mais il n'a pas une valeur générale et surtout il n'apporte pas d'hypothèse de travail utile. D'ailleurs, même pour les Hellénides, les beaux travaux de M. Brunn et autres géologues conduisent à des interprétations plus complexes. Ce schéma ne s'adapte ni aux Karpathes internes, ni au hiatus de Gênes prolongé par la mer Tyrrhénienne et ses bordures, ni à la Calabre et à la Sicile, pour ne citer que la partie européenne de la chaîne alpine.

Pour les chaînes du type alpin, le phénomène fondamental dépend de la répartition et de la morphologie de blocs mosaïques rigides (cratons) qui constituent la matrice des parties plastiques de ces chaînes. Ces parties plastiques sont éjectées par compression entre les blocs cratoniques. Le vide séparant les blocs peut être nommé hiatus océanique ou sillon suivant les cas: son histoire dépend du mouvement des blocs cratoniques qui le limite et non de lui-même. M. Aubouin est obligé d'admettre, pour le sillon du Pindé, que la partie mobile est formée par le contenu plastique des hiatus situés entre deux blocs cratoniques. Prenons comme exemple le hiatus de Gênes et son prolongement méridional, la mer Tyrrhénienne. Celle-ci offre très probablement un fond simique entre la Sicile, la Calabre et la Sardaigne. Dans le cas où l'on n'admet pas cette hypothèse, on doit préciser ce qu'est devenu le craton hypothétique (Tyrrhénide) qui occuperait un tel vide. On est ainsi obligé de faire aspirer, suivant la méthode de Kraus (Verschü-

ckung), ce vaste craton par le manteau sous-jacent pour le faire disparaître. Est-ce la solution adoptée par M. Aubouin?

Il y a donc lieu de revoir, à partir des données modernes de la géophysique, de la pétrogenèse, de la géodynamique et notamment de la paléogéographie dynamique, le concept de « géosynclinal » avec toutes ses variétés. M. Aubouin a lui-même reconnu que ce concept est établi sur des équivoques et des erreurs historiques. C'est ce travail de révision fondamentale que j'ai essayé de réaliser notamment pour la Méditerranée occidentale, depuis 1951, en utilisant des cartes palinspatiques [Glangeaud, 1951, fig. 1-3; 1957-1959, vol. I, fig. 8 et 9] ainsi que des coupes rétrotectoniques [Glangeaud, 1956, fig. 2 et 3; 1957-1959, vol. I, fig. 11]. Le dernier travail où ces méthodes sont appliquées a paru dans le *Bulletin* de 1960 en collaboration avec MM. Caire et Grandjacquet.

Ces résultats peuvent difficilement être discutés dans les conditions d'une séance ordinaire de la Société géologique.

M. J. AUBOUIN répond à M. Glangeaud :

M. L. Glangeaud ayant, avec sa netteté coutumière, exprimé son point de vue, je défendrai le mien avec non moins de netteté.

On peut rassembler les critiques de M. L. Glangeaud en deux rubriques principales, la rubrique « méthodologie » et la rubrique « géologie », et dans celle-ci deux sous-rubriques, celle des faits et celle des hypothèses, cette dernière étant la seule développée.

1. *Du point de vue méthodologique*, je me suis délibérément placé dans l'optique géologique, estimant que la géologie n'est pas une science morte mais susceptible de progrès; la seule démarche féconde me paraît de tenter de préciser le plus exactement possible les notions géologiques pour les confronter ensuite avec des notions atteintes par d'autres disciplines; j'ai discuté de ceci assez longuement, dans la présente note, p. 630.

Pour plus de détail, M. L. Glangeaud fait appel à des disciplines qui sont, les unes parties intégrantes de la géologie, les autres extérieures comme la géophysique.

— les premières sont toutes classiques depuis très longtemps et tous les géologues les pratiquent sans qu'aucun puisse spécialement s'en flatter: la « géodynamique » existe déjà dans le traité de A. de Lapparent (1885)...; la méthode des cartes paléogéographiques et des profils rétrotectoniques est suffisamment classique en Europe depuis plus d'un demi-siècle, pour qu'elle ait été employée par tous les auteurs, y compris M. L. Glangeaud, y compris moi-même, y compris sans doute beaucoup d'autres à venir; la note que je présente est fondée essentiellement sur ces données. Quant aux cartes palinspatiques, leur nom peut faire illusion: la notion est due à M. Kay (1945) qui les définit comme des cartes dans lesquelles les roches sont reportées dans leur position initiale avant le plissement: ce n'est point une nouveauté de ce côté-ci de l'océan Atlantique, puisque c'est très exactement le sens que l'on donne aux cartes paléogéographiques, par opposition aux cartes de faciès qui sont, elles, des cartes où les roches sont représentées dans leur position après le plissement; carte palinspatique est donc un anglicisme pour carte paléogéographique. Que dire enfin de la paléogéographie dynamique?... — les secondes sont apparentées à la géophysique,

science plus récente, dont les résultats sont remarquables dans son domaine propre en grande partie extérieur à la géologie, et dans les applications géologiques précises ; on ne peut que saluer la géophysique... des géophysiciens ; mais cette « géophysique... des géologues » dont parle M. L. Glangeaud n'a pas fait de grands progrès depuis que voici un demi-siècle A. Wegener proposa sa célèbre théorie (1915-1922) ; mais dès maintenant, je redis que la géophysique est une méthode d'approche indirecte des structures dans leur moment actuel, par opposition à la géologie qui est une méthode historique directe reconstituant non les choses à un moment donné, mais leur enchaînement dans l'espace et le temps. On peut dire que la géologie donne un film de l'évolution des structures, tandis que la géophysique n'en donne qu'une image actuelle dont on ne sait ni à quel film ni à quel moment d'un film elle correspond ; cette image étant en outre « abstraite ». Il me paraît donc hautement fécond de creuser les problèmes géologiques, de creuser les problèmes géophysiques et de confronter les résultats obtenus : assimiler les uns aux autres, mélanger les vocabulaires ne peut conduire qu'à un confusionnisme sans avenir.

2. *Du point de vue géologique, M. L. Glangeaud ne discute aucun fait précisément, mais se place résolument dans le domaine des hypothèses.*

Il donne du domaine géosynclinal — acceptons le mot le temps d'une démonstration — et de son évolution, l'image suivante : à la suite de distensions, les blocs sialiques (cratoniques) se trouveraient rompus dessinant une mosaïque et séparés par des zones où le sial serait aminci ou même absent (hiatus alors) ; par resserrement des blocs cratoniques (et dans le cas de la Méditerranée, entre les deux masses cratoniques d'Europe et d'Afrique), les zones à sial aminci ou absent seraient écrasées et veraient leur matériel sédimentaire éjecté pour donner naissance aux nappes de charriage. On reconnaît là, sans peine, la classique théorie de A. Wegener (1915-1922) telle que de multiples auteurs, et parmi eux E. Argand (1922) l'ont exposée ; plus particulièrement, la notion d'une « mosaïque » de blocs sialiques semble être apparue chez P. Fallot [1922, p. 464], tandis que l'interprétation des zones géosynclinales comme étant celles où le sial est absent (hiatus) correspond à la théorie de A. Wegener au sens strict, la conception d'un sial simplement aminci étant une alternative avec la précédente qu'ont soutenue de nombreux auteurs et, parmi eux, Du Toit (1937). L'hypothèse n'est pas neuve, approchant de ses cinquante ans ; il est d'ailleurs surprenant qu'elle n'ait pas fait de progrès.

J'ai, dans mon texte, indiqué que, par l'observation, on pouvait acquérir la certitude que l'avant-pays, le sillon miogéosynclinal, la ride miogéantyclinale et la ride eugéantyclinale étaient à tréfonds sialique, ce qui, étant une observation, est donc une certitude. Par contre, le problème demeure en ce qui concerne le sillon eugéosynclinal (d'où le point d'interrogation qui figure sous le sillon eugéosynclinal, fig 1, et qui figurait d'ailleurs dans l'article de 1959 d'où cette figure est extraite) : il faut, en effet, comprendre la particulière faiblesse de celui-ci, en regard des efforts tectoniques (fait que je ne suis pas « obligé » d'admettre mais qui est un fait d'observation que de très nombreux auteurs ont souligné depuis longtemps, M. L. Glangeaud comme moi-même d'ailleurs), mais cette faiblesse trouve sa place dans des hypothèses extrêmement variées. J'ai donné, dans mon texte (p. 641) une revue des arguments dont on dispose en ce qui concerne le substratum du sillon eugéosynclinal et le problème du sima :

— *aucun n'est positif* : nulle part on n'a vu le sima à l'affleurement dans ce qui était le sillon eugéosynclinal, le hiatus si l'on préfère ; les roches d'origine simique que l'on connaît sont les ophiolites dont on sait qu'elles sont des formations à plancher sédimentaire, reposant très souvent sur un substratum sialique, comme par exemple J.-H. Brunn (1956) l'a montré dans les Hellénides ;

— *certaines sont négatives* : ainsi, il arrive que l'on voit un socle sialique sous les nappes issues du sillon eugéosynclinal (du hiatus) : c'est le cas d'une grande partie des massifs cristallins internes qui affleurent sous les schistes lustrés des Alpes occidentales : bien sûr, on peut discuter cette observation et je l'ai fait dans mon texte, après d'autres (p. 641).

Ma conclusion est donc que, dans l'état actuel des connaissances, on ne peut affirmer que le sillon eugéosynclinal — ou tout autre sillon d'ailleurs — correspond à un « hiatus » simique ou océanique, cette remarque valant pour le hiatus de Gênes expressément cité par M. L. Glangeaud ; que de toute manière, il est tellement préférable de l'appeler « sillon » puisque ce terme est simplement descriptif et n'implique rien du point de vue interprétation : un vocabulaire hypothétique n'est certainement pas souhaitable en géologie.

Il reste qu'à titre d'hypothèse, on peut considérer que le sillon eugéosynclinal correspond à un hiatus simique ; j'ai moi-même, pour le sillon du Pinde dans les Hellenides, proposé cette interprétation (1957), étant l'un des premiers à employer le terme qui s'apparente à la théorie très classique de Wegener ; je suis tout prêt à considérer que cette interprétation est séduisante : j'en ai donné, dans de nombreuses publications, y compris dans celle-ci, les arguments ; mais le caractère séduisant d'une hypothèse n'est pas la démonstration de son exactitude : la géologie voit trop souvent se succéder de telles théories pour qu'on s'y arrête longtemps.

M. L. Glangeaud va d'ailleurs plus loin, estimant que la mer Tyrrhénienne, à fond « très probablement » simique — ce qui n'est par un fait mais une hypothèse —, soit dans la géographie actuelle le reste du « hiatus de Gênes ». Je me suis expliqué (p. 666-667) de cette question — et de celle de la mer Ionienne dont les caractères sont semblables, qu'il s'agisse des anomalies de Bouguer et des volcans sous-marins — montrant que l'une et l'autre sont sans doute des zones d'effondrement dont les failles bordières sont connues (cf. Pfanneustiel [1960]) ; que de toute manière, si fond simique il y a, il est néoformé et non ancien (pour employer la terminologie de M. L. Glangeaud, ce serait un « néo-océan » et non un « paléo-océan ») ; l'évident embarras de la rédaction de la note évoqué par M. L. Glangeaud sur ce point [Caire, Glangeaud, Grandjacquet, 1960] — presque entièrement au conditionnel pour ce qui concerne la mer Tyrrhénienne et l'origine des flyschs — de même que la superposition des figures 2 et 4 de la même note, montrent bien le caractère hypothétique — intéressant certes, mais hypothétique — des idées avancées par M. L. Glangeaud sur ce point ; idées qui n'ajoutent rien aux descriptions géologiques.

M. L. Glangeaud, enfin, fait appel à une autre hypothèse qui, en effet, est une des alternatives possibles avec celle du hiatus : c'est la notion de « succion » ou *Verschücklung* (due à O. Ampferer et non à E. Kraus bien que cet auteur l'ait reprise et défendue avec beaucoup de vigueur suivant laquelle des fragments de croûte sialique pourraient être engloutis soit dans le sima, soit même dans le manteau sous-jacent, suivant les hypothèses. M. L. Glangeaud me demande si c'est ma solution : ce n'est ni ma solution ni celle de personne, c'est une hypothèse qui en vaut une autre. Il faut souligner, d'ailleurs, que dans le

cas où l'on choisit l'hypothèse du hiatus, on fait bon marché du *sima*, considérant en quelque sorte qu'il n'est « rien » et qu'on peut sans difficulté rapprocher deux masses sialiques à ses dépens ; pourtant, où est parti le *sima* qui était entre les deux ? vers le haut ? on ne le voit jamais ; vers le bas donc ? et dans ces conditions, quelle est la différence avec la notion de « suction » si ce n'est que c'est là une suction au niveau du *sima* au lieu d'être au niveau du *sial* ? Il y a d'ailleurs bien d'autres hypothèses qui expriment la mobilité des masses continentales mise en évidence par A. Wegener, les unes considérant comme primaire cette mobilité (A. Wegener lui-même et toutes les théories apparentées), les autres la considérant comme secondaire, liée à d'autres phénomènes (par exemple, *Verschüklung*, *crustal buckling*, *down-buckling*, courants de convection, etc.). Énumérer ces théories ici serait quelque peu décourageant.

3. Laisant donc de côté les hypothèses plus ou moins gratuites sur le *sima*, le *sial*... « aminci » ou non etc. (bien que les ayant envisagées pour mémoire), je me suis attaché, après d'autres, à mettre en évidence un certain nombre de caractères géologiques, observables, utilisables, du domaine géosynclinal. J'ai tenté de montrer que le domaine géosynclinal complexe compris entre le craton européen et le craton africain était constitué, *mutatis mutandis*, d'organes élémentaires — le couple mio-eugéosynclinal — répété par le jeu de symétries centrifuges ou centripètes ; bref, pour reprendre l'idée de P. Fallot, reprise déjà par M. L. Glangeaud, la « mosaïque » répète un « motif » — le couple mio-eugéosynclinal ; celui-ci témoignant d'une « polarité » qui se manifeste dans différents caractères observables (gradients orogénique, métamorphique, magmatique ; types de sédimentation de chacune des zones dans le temps et dans l'espace — migrations des flyschs notamment —, types de structure développés dans chacune des zones, etc.).

Pour tout dire, il y a une hiérarchie dans la mosaïque dont les deux extrêmes sont les arrière-pays intermédiaires (dans les zones de symétrie centrifuge) et les avant-pays intermédiaires (dans les zones de symétrie centripète) ; les uns et les autres sont des blocs cratoniques certes, mais de caractères totalement opposés. Et les rides ont des caractères intermédiaires en fonction de leur position. Mais je ne saurais résumer ici, en quelques mots, l'ensemble de l'article que j'ai l'honneur de présenter à la Société.

Je répète que j'ai recherché des caractères géologiques, observables, utilisables ; considérant que l'hypothèse doit venir après et non avant l'observation. En ce sens, il n'y a pas antinomie entre mes propos et ceux de M. L. Glangeaud : j'examine les faits géologiques ; il envisage les hypothèses géophysiques ; mais il y a toujours plusieurs hypothèses pour expliquer les mêmes faits :

4. Me reproche-t-on alors de conserver le terme de géosynclinal, me faisant une querelle de mots ? Car, par delà les questions d'hypothèses dont je viens de parler, il reste essentiellement que M. Glangeaud tient à nommer *hiatus* ce qui, du point de vue paléogéographique, est un « sillon » que je qualifie « eugéosynclinal ». Or, M. L. Glangeaud a utilisé lui-même abondamment le terme de géosynclinal dans les notes qu'il rappelle (1951, 1956, 1957), utilisant même mio- et eugéosynclinal ; est-ce mon article de 1959 qui, à ses yeux, a brusquement condamné le terme ? M. L. Glangeaud parle de « revoir » le concept de géosynclinal ; n'est-ce pas ce que — après d'autres — j'ai fait ? Devais-je condamner le terme et créer, comme d'autres auteurs, comme M. L. Glangeaud lui-même, un vocabulaire nouveau d'usage quasi per-

sonnel ? Je ne l'ai pas cru, me refusant à donner des noms nouveaux à des choses anciennes ; je me suis expliqué de tout cela p. 630.

5. Pour terminer, puisque M. L. Glangeaud parle d'« utilité » de mes conceptions, je répondrais que je n'ai eu pour ambition, dans les travaux que j'ai menés jusqu'à maintenant, que de décrire avec précision, stratigraphie, tectonique, morphologie et paléogéographie d'une région déterminée. Dans la présente note et quelques-unes du même genre qui ont déjà paru (1959, 1961), j'ai voulu, rassemblant et comparant des données relevant des disciplines précédemment citées, soulever une discussion, la vérité jaillissant plus facilement d'un dialogue que d'un monologue ; mais de telles discussions n'ont d'intérêt et d'utilité que dans la mesure où elles opposent des faits à des faits et ne se réfugient point dans les hypothèses, dans l'« invérifiable ». Dans le cas considéré, M. L. Glangeaud reprenant à son compte la théorie de A. Wegener on peut demander quelle est l'utilité de cette « reprise » sur le plan proprement géologique — outre que sur le plan des idées, depuis cinquante ans, tout a été dit qui était inspiré par la théorie de Wegener — ; pour la connaissance de la structure des Alpes occidentales, par exemple ? pour tout géologue, il est évident que la découverte essentielle de ces dernières années est celle de l'origine ultrabriançonnaise des nappes de flysch à Helminthoïdes que M. Lanteaume (1958) a établie, non en fonction d'une théorie sur la répartition des blocs de *sial* et de *sima*, mais sur une stratigraphie précise fondée sur une micropaléontologie précise ; pour la connaissance de la structure de l'Afrique du Nord par exemple ? pour tout géologue, il est évident que la découverte essentielle de ces dernières années est celle de l'origine ultra-kabyle et ultra-rifaine des nappes de flysch que MM. M. Durand Delga et M. Mattauer (1959-1960) ont établie, non point en fonction d'une théorie sur la répartition du *sial* et du *sima*, mais par stratigraphie précise fondée sur une micropaléontologie précise. On pourrait multiplier les exemples à l'infini... Les conceptions théoriques *a priori* sur le *sial* et le *sima* ne sont d'aucune « utilité » pour le géologue ; et d'ailleurs aucun ne s'en sert.

Il est consolant pour les géologues que ce soient encore les méthodes géologiques qui fournissent les vraies réponses aux vrais problèmes géologiques.

M. L. GLANGEAUD, à la suite de la réponse de M. Aubouin : Nous avons répondu par avance à la remarque de M. Aubouin sur l'origine des flyschs tyrrhéniens dans le travail cité précédemment sur la Calabre et la Sicile [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960, p. 925] ; je n'ai rien à y ajouter.

M. J.-H. BRUNN félicite M. J. Aubouin pour son très intéressant exposé et, demandant la permission de revenir au modèle où a donné naissance aux conceptions de l'auteur, à savoir les Hellénides (où J. Aubouin et lui-même ont travaillé en étroite et amicale collaboration), fait les remarques suivantes.

Le sillon désigné à l'origine comme *eugéosynclinal* par J. Aubouin est celui qui a donné naissance à l'actuelle zone du Pinde. Il est incontestable, et je l'ai souligné dès 1952, puis dans ma thèse (1956), que cette zone correspond bien à un ancien sillon, plus profond et à tréfond-plus souple que celui qui a donné naissance à la zone ionienne, plus externe et séparée de la première par la zone du Gavrovo (ancienne ride, zone du Tymphé de ma

thèse). Si séduisant que cela puisse paraître, on ne peut assimiler ces deux sillons parallèles au couple eu- et mio-éogéosynclinal :

1) les notions de mio- et eugéosynclinal, telles qu'elles ont été développées notamment par H. Stille, embrassent la totalité d'une chaîne plissée, le terme de miogéosynclinal désignant les zones externes, tandis que celui d'eugéosynclinal recouvre les zones internes où « Internides ». Or, si l'ensemble zone ionienne et zone du Pinde s'étend sur quelque 150 km de large, de la mer Ionienne au bord nord-est de la zone du Pinde, le système des Hellénides se poursuit encore, au NE de celle-ci, sur une largeur de plus de 200 km, jusqu'à la marge occidentale du Rhodope. Il est parfaitement exclu de réduire cette vaste partie interne de la chaîne à une dépendance de « l'eugéosynclinal » du Pinde, à une simple ride : on y trouve, en effet, au-delà de la zone pélagonienne (ancienne ride, effectivement), une nouvelle zone très plissée — la « zone du Vardar » de Kossmat, actuellement en cours d'étude par J. Mercier, I. Godfriaux et moi-même —, où les formations sont à nouveau soit redressées, soit impliquées dans des charriages assez importants. Cette zone, d'ailleurs complexe (cf. J. Mercier [1960]), correspond à un ancien sillon, ou système de sillons, différents des précédents : on y trouve de nouvelles venues ophiolitiques, un sillon molassique et des éruptions volcaniques miocènes tout à fait spécifiques de cette zone. Si l'on ajoute que l'on trouve des ophiolites également dans la zone pélagonienne (ancienne ride), on voit combien la notion de couple mio- et eugéosynclinal reste en-deçà de la complexité de la nature, à plus forte raison si l'on se réfère à l'association zone ionienne-zone du Pinde qui fut à l'origine de son application ici.

2) Mais, allant plus loin, il faut souligner que la zone du Pinde ne peut pas être assimilée à un eugéosynclinal. En effet : a) si elle comprend bien des ophiolites en Albanie et en Macédoine, où elle est contiguë à la zone pélagonienne, elle n'en comprend plus en Grèce méridionale (ni au Monténégro) lorsqu'elle s'écarte de cette zone, lorsqu'elle en est séparée par un ancien plateau sous-marin (Parnasse, Haut-Karst) ; b) elle n'a été affectée que par une seule phase majeure de tectogenèse, à la fin de l'Éocène, les zones plus internes ayant seules connu la phase éocénacée. Or, venues ophiolitiques et intervention de deux phases tectoniques comptent parmi les critères essentiels de l'eugéosynclinal (ou des Internides, cf. H. Stille, 1940). En conséquence, la zone du Pinde, bien qu'issue d'un ancien sillon profond et à tréfonds souple, doit être rangée dans les zones externes ; on ne peut pas la grouper avec les zones internes (à deux phases de tectogenèse, etc.), dont elle est d'ailleurs parfois séparée par une zone supplémentaire, également externe par ses caractères, celle du Parnasse.

J'ajouterai ici, cependant, qu'un effort tel que celui de J. Aubouin en vue de rechercher quelque unité — pour ne pas dire quelque loi — dans le développement orogénique ne peut, même imparfait, qu'être utile au développement de la Science et est toujours stimulant. Nous lui en sommes reconnaissants.

M. J. AUBOUIN remercie M. J.-H. Brunn de ses observations, et répond à celles-ci.

1. *Zones internes et zones externes.* Les mots « interne » et « externe » permettent de qualifier les deux côtés d'un ensemble élémentaire (un couple si l'on veut) en fonction de la « polarité » de celui-ci qui se marque dans un certain nombre de phénomènes, tectoniques, orogéniques, magmatiques, métamorphiques, etc. ; cette notion, pour n'avoir pas toujours été aussi précise, est ancienne et liée à celles d'avant- et d'arrière-pays.

Il en est résulté que, suivant les chaînes considérées, on range dans les zones internes et les zones externes, des parties non comparables : si l'on veut bien me prêter mon propre vocabulaire le temps d'une discussion, dans les Alpes occidentales est qualifié de zones internes l'ensemble de la ride miogéantyclinale et du sillon eugéosynclinal, les zones plus internes n'étant pas connues avec certitude ; dans les Hellénides, selon la définition qu'en a donnée J. H. Brunn, les zones internes sont la ride eugéantyclinale et sa marge externe (que j'ai appelée zone subpélagonienne pour bien marquer sa liaison avec la ride pélagonienne) et d'autres zones situées vers l'intérieur que, pour une partie, il faut considérer comme appartenant à la zone de symétrie entre les Dinarides et la chaîne du Balkan (je reviendrai sur ce point). Les zones internes helléniques sont plus... internes que les zones internes alpines : au sens alpin du terme, les zones internes dans les Hellénides comprendraient non seulement celles définies par J.-H. Brunn mais en outre le sillon du Pinde et même la ride du Gavrovo...

Bref, « zones internes » et « zones externes » sont, dans chaque chaîne considérée, d'un emploi géographique local ; on ne peut espérer revenir sur cet usage ; et si on devait revenir, ce seraient les auteurs les plus récents, par exemple, nous qui avons travaillé dans les Hellénides qui devrions le faire ; je ne pense pas que cela soit nécessaire car il n'y a qu'avantages sur le plan local à la distinction de zones internes et externes ; à condition de savoir que ces distinctions ne sont pas homologues d'une chaîne à l'autre ; c'est pourquoi j'ai moi-même adopté les groupements établis par J.-H. Brunn, en zones helléniques internes et zones helléniques externes.

Il reste que les zones internes et externes distinguées dans chaque chaîne n'apportent donc aucune clef à la comparaison des chaînes entre elles ; ce que permet la distinction mio-eugéosynclinale.

Il n'est pas douteux, enfin, que la division en Internides et Externides — demeurée plus vague que ne le laisse supposer J.-H. Brunn et que je l'ai peut-être laisser supposer moi-même — n'est pas ce qu'il y a de plus heureux dans la conception de H. Stille.

2. *Dimensions.* J.-H. Brunn fait allusion aux dimensions relatives des zones externes et des zones internes au sens où il les a définies ; acceptons pour la discussion cette définition. Ces dimensions peuvent se comparer dans la géographie, (après tectonisation) ou dans la paléogéographie (avant tectonisation) ;

— *dimensions géographiques (après tectonisation)* : ce sont les seules envisagées par J.-H. Brunn qui sollicite quelque peu les faits pour dire que les zones externes auraient 150 km de large et les zones internes 200 km ; je crois qu'un observateur impartial permuerait ces chiffres, en acceptant les limites proposées par J.-H. Brunn qui incorpore à ces zones internes la totalité de la zone subpélagonienne et la totalité de la zone du Vardar, en excluant la zone du Rhodope (laquelle appartient quelque peu aux édifices extra-helléniques) ;

— *dimensions paléogéographiques (avant tectonisation)* : à la vérité, ce sont les seules valables ; les autres étant, dans le domaine envisagé, rigoureusement sans intérêt, en ceci qu'elles ne font que marquer l'ampleur du processus tectonique.

Or, les zones internes ont subi une tectonisation tangentielle modeste : c'est vrai pour la zone pélagonienne comme J.-H. Brunn l'a lui-même montré (1956) ; c'est vrai aussi pour la zone du Vardar comme J. Mercier l'a montré (1960) ; par conséquent, les dimensions des zones internes avant tectonisation n'étaient pas fondamentalement différentes de leurs dimensions actuelles.

Il n'en est pas du tout de même pour les zones

externes : la zone du Gavrovo, qui paraît extrêmement étroite en Grèce septentrionale, atteint comme J. Dercourt l'a montré (1960), 120 km de large, en Péloponèse ; c'est qu'ailleurs elle est non point étroite mais masquée sous la nappe du Pinde. Quant à la zone du Pinde qui fournit la nappe la plus remarquable des Hellénides, elle a donc, elle-même, au moins la largeur de ce qu'elle recouvre, soit 120 km — et même plus puisque, là où l'on voit la nappe du Pinde se cicatriser (J. Dercourt, 1960), rien n'indique que « du Pinde » n'existe pas sous la zone du Parnasse chevauchante —, augmentée de la somme des raccourcissements liés à la puissante tectonisation dans la masse de la nappe ; si donc, on tient compte de tout, on arrive au chiffre minimal de 200 à 300 km de large pour la seule zone du Pinde avant tectonisation. On voit alors que les dimensions des zones externes, avant tectonisation (négligeant même les structures tangentielles de la zone du Gavrovo et de la zone ionienne), dépassent de très loin les dimensions des zones internes au sens de J.-H. Brunn : à lui seul, le sillon du Pinde était aussi large que l'ensemble des zones internes de J.-H. Brunn ; c'est d'ailleurs implicitement ce que j'ai toujours admis puisqu'on peut, sur les figures que j'ai publiées du couple eu-miogéosynclinal, mesurer les dimensions relatives de la ride eugéantyclinale et du sillon eugéosynclinal : on verra que ce sont les mêmes.

Ce n'est point là diminuer l'intérêt des zones internes. J'ai, avec J.-H. Brunn, avec J. Mercier, avec toute l'équipe grecque, insisté sur le particulier intérêt de ce secteur de la Méditerranée, en ceci qu'il nous révèle à l'affleurement des zones qui, très généralement, sont ailleurs masquées sous la mer ou sous des bassins sédimentaires récents ; mais il ne faut point solliciter les faits au point de les travestir.

3. *Constitution.* J.-H. Brunn dit que, passé la ride eugéantyclinale, apparaît dans les Hellénides une autre zone qui est celle du Vardar. C'est d'abord reconnaître que le cadre que j'ai proposé jusqu'à la ride pélagonienne incluse est valable ; je me permets de souligner qu'à ce jour c'est le premier qui ait jamais été proposé pour la paléogéographie des Hellénides.

Mais je n'ai jamais soutenu qu'il n'y eut rien au-delà de la ride eugéantyclinale dans les ensembles complexes : j'ai exposé que l'organe élémentaire me paraissait être le couple mio-eugéosynclinal répété par le jeu de symétries, rarement centripètes, en général centrifuges ; la zone de symétrie centrifuge voyant s'intercaler parfois, entre les rides eugéantyclinales, un « massif intermédiaire » (Zwischengebirge ; je crois qu'il vaut mieux dire « arrière-pays intermédiaire »), ou un « sillon intermédiaire » (siège futur d'une Narbenzone) ; là encore, les figures que j'ai publiées sur la constitution du couple puis sa répétition par le jeu des symétries variées sont explicites à cet égard ; dans la présente note, je les ai précisées davantage de manière à ce qu'il n'y ait plus d'équivoque.

Simplement, ces zones intermédiaires entre deux chaînes élémentaires n'ont pas toujours la même constitution et, renversant l'ordre de l'observation qui m'est faite, il me paraîtrait coupable de généraliser à l'ensemble des chaînes alpines la structure des zones intermédiaires entre Hellénides et Balkan (cf. p. 639-641).

Dans le cas considéré, celui des Hellénides, au-delà de la zone pélagonienne (ride eugéantyclinale), vers l'intérieur, viennent la zone du Vardar et la zone du Rhodope ; seule celle du Vardar, comme le dit d'ailleurs J.-H. Brunn, appartient aux Hellénides, la zone du Rhodope posant la question de la frontière avec la chaîne du Balkan. Peu de choses sont connues sur ces zones et beaucoup est à attendre des travaux de I. Godfriaux et de J. Mercier, le terrain d'études de ce dernier étant à

cheval sur les zones pélagonienne du Vardar et du Rhodope. On ne peut donc, pour l'instant, que faire des hypothèses ; par exemple : ou le massif du Rhodope est un « massif intermédiaire » (entre les Hellénides et le Balkan) et la zone du Vardar est le sillon à la limite entre ce massif intermédiaire et la ride eugéantyclinale pélagonienne ; ou le massif du Rhodope appartient au Balkan, et la zone du Vardar est le « sillon intermédiaire » entre Balkan et Hellénides (cf. p. 639-641). Dans tous les cas, longitudinalement, la zone du Vardar, avec ses ophiolites et ses flyschs précoces, prend le relai du sillon du Pinde, alors que celui-ci a disparu vers le Nord-Ouest (de même d'ailleurs que la zone pélagonienne et le massif du Rhodope — cf. J. Aubouin, 1960). Dans tous les cas, la zone du Vardar au sens large est ultérieurement un sillon molassique tardigéosynclinal (J. Mercier, 1960). Dans tous les cas, la zone du Vardar est sans doute le siège de ces glissements longitudinaux (J.-H. Brunn, 1960), par lesquels l'ensemble italo-dinarique se désolidarise de l'arc karpato-balkanique dans son mouvement longitudinal d'ensemble vers le Nord-Ouest (Aubouin, 1959 c, 1960). Selon les auteurs, l'accent est mis sur tel ou tel de ses caractères ; parmi ceux-ci il faut extraire ceux qui la définissent dans la paléogéographie de l'époque géosynclinale, puis tardigéosynclinale, puis post-géosynclinale. La note présentée par J. Mercier, l'an dernier, au *Bulletin*, a largement amorcé ce travail de clarification.

4. *Définition.* II. Stille a défini, comme eugéosynclinal, un géosynclinal interne caractérisé par les émissions ophiolitiques et l'existence d'un plutonisme granitique synorogénique et postorogénique tel que l'on puisse qualifier ces zones de pliomagmatiques. J'ai donné un substantiel historique de cette question précédemment (1959 c), donnant toutes les références sur ce sujet.

Je me suis efforcé, dans mes travaux antérieurs (1959 c, 1961 par exemple), de montrer que cet espace eugéosynclinal (et l'espace miogéosynclinal aussi) était en fait complexe et comprenait pour le moins un sillon eugéosynclinal et une ride eugéantyclinale, une certaine disjonction des caractères se faisant entre l'un et l'autre : par exemple, le plutonisme granitique affecte la marge interne de la ride eugéantyclinale, voire les zones intermédiaires, comme J. Mercier, E. Davis, et d'autres auteurs, l'ont montré pour les Hellénides. *La présence de rides dans le domaine eugéosynclinal ne doit pas surprendre : elle est connue depuis toujours dans les géosynclinaux qu'on ne saurait concevoir comme formés uniquement de fosses ; mais le fait de ne pas avoir qualifié ces rides les a toujours fait oublier dans les synthèses ; je les ai donc nommées précisément afin qu'on ne les oublie plus (ride miogéantyclinale, ride eugéantyclinale).*

Je ne pense pas que l'on puisse refuser le qualificatif d'eugéosynclinal au sillon du Pinde. Vers le Nord, il perd en effet ses liaisons avec les épanchements ophiolitiques au-delà de la zone transversale de Scutari-Pec ; mais j'ai insisté (1960) sur le fait que le sillon du Pinde disparaît alors paléogéographiquement et non seulement tectoniquement comme on aurait pu le penser : il y a donc là une terminaison axiale du sillon du Pinde, ce qui est bien satisfaisant puisqu'une zone paléogéographique doit bien se terminer quelque part ; pour être évidente, cette notion avait été rarement démontrée dans les faits ; le sillon du Pinde ne change pas de caractère, il disparaît. Vers le Sud, le sillon du Pinde ne perd ses liaisons avec les ophiolites que fort momentanément au droit du massif du Parnasse, qui est un haut-fond limité axialement puisqu'il disparaît en Argolide septentrionale comme J. Dercourt l'a montré (1960) ; en Argolide moyenne et en Argolide méridionale, nous avons pu nous assurer, J. Dercourt et moi-même, que le sillon du

Pinde retrouvait ses liaisons avec la zone subpélagonienne c'est-à-dire avec les ophiolites ; dans cette direction, le sillon du Pinde ne disparaît pas mais reste lié aux ophiolites : c'est le haut-fond du Parnasse qui disparaît.

Enfin, J.-H. Brunn insiste beaucoup sur la présence ou l'absence d'une phase orogénique éocrétacée dans les zones isopiques pour les définir comme eugéosynclinales ou miogéosynclinales ; c'est sur ce caractère qu'il a distingué les zones internes et les zones externes dans les Hellénides, et, encore une fois, sur le plan local, il n'y a pas lieu de revenir sur cette définition. Cela étant, il n'y a là qu'un caractère secondaire dans la définition des zones isopiques, cette orogénèse éocrétacée ou mésocrétacée ayant affecté des zones plus ou moins internes suivant les chaînes considérées ; dans l'esprit de H. Stille lui-même, ce caractère était secondaire — utilisable pour les seules chaînes du cycle alpin —, les caractères primaires, pour définir le domaine eugéosynclinal étant outre la position interne, le magmatisme ophiolitique et le plutonisme granitique ; après avoir subdivisé le domaine eugéosynclinal, j'ai ajouté un certain nombre de caractères relatifs à la sédimentation, l'âge des flyschs, de l'orogénèse, etc.

Pour terminer, je remercie une nouvelle fois M. J.-H. Brunn de la fructueuse discussion qu'il vient de susciter, rappelant à nos confrères que, pour être unie, l'équipe grecque n'en exclut pas moins la discussion et la perpétuelle remise en question des opinions de chacun de ses membres.

* *

M. F. ELLENBERGER souligne que la notion de métamorphisme géosynclinal antétectonique est déjà abandonnée par la plupart des tectoniciens. Dans les Alpes, Paul Niggli et R. Staub dès avant la guerre (comme Demay l'a fort bien rappelé dans ses ouvrages) avaient admis le caractère syntectonique du métamorphisme, métamorphisme de position dont les effets sont indépendants de l'origine géosynclinale ou eugéosynclinale des sédiments alpins, mais uniquement de leur position dans l'édifice tectonique. M. Aubouin a raison de souligner l'intérêt de l'opposition entre sillons miogéosynclinaux ou eugéosynclinaux, couple dont la distinction peut être très féconde dans les recherches analytiques et les synthèses pédagogiques (lorsqu'elle existe dans la nature, ce qui n'est pas toujours le cas). Elle éclaire par exemple la chaîne calédonienne scandinave de clartés parfois insoupçonnées. Mais M. Aubouin n'attache sans doute pas assez d'importance au rôle du tréfonds (infrastructure = Unterbau de Wegmann) et dont les jeux de surface pourraient bien n'être que des effets résultants assez secondaires. Les phénomènes pétrogénétiques ont été déterminants dans cette infrastructure lorsqu'elle était active (réjuvenation, palingénèse, etc.), donnant sa mobilité aux anciens socles sialiques toujours impliqués dans les orogénèses.

M. J. AUBOUIN remercie de ses aimables remarques M. F. Ellenberger qui est l'un des auteurs qui ont le plus fait pour développer et étayer en France la notion d'un métamorphisme syntectonique ou post-tectonique, « métamorphisme de position » indépendant de la nature paléogéographique antétectonique des zones qu'il affecte ; le travail fondamental de M. F. Ellenberger sur le massif de la Vanoise et ses environs a montré tout cela d'une manière remarquable et a été pour moi une révélation.

Je ne méconnaissais pas le rôle de l'infrastructure et des phénomènes pétrogénétiques qui s'y développent : je

me suis placé essentiellement dans le domaine de la superstructure, n'abordant qu'incidemment les phénomènes plus profonds ; ceci, essentiellement, parce que ces derniers, qui ont fait l'objet de travaux très remarquables dans les chaînes anciennes, antécambriennes, calédonienne, hercynienne, sont beaucoup moins nombreux en ce qui concerne la chaîne alpine, laquelle a conservé très souvent l'essentiel de sa couverture ; encore que certaines parties profondes de l'édifice alpin, sur les confins italo-helvétiques, aient fait l'objet d'études remarquables en ce sens (travaux de E. Wenk par exemple).

La grande difficulté de la comparaison des chaînes de cycles différents est que l'on connaisse bien, respectivement la superstructure des chaînes récentes et l'infrastructure des chaînes anciennes ; il reste encore beaucoup à faire pour connaître les relations de l'une et de l'autre, de manière à ce que les comparaisons soient valables.

* *

M. M. DURAND DELGA tient, comme l'a fait F. Ellenberger, à dire tout le profit qu'à son avis beaucoup de géologues retireront des évocations que vient de faire leur ami J. Aubouin. Ces idées élargiront l'horizon des nombreux géologues qui se laissent tout naturellement dominer, sans réagir, par la complexité des problèmes régionaux. Nous sommes, au terme de cet exposé clair, vivant et précis, loin de la phraséologie indécise et inutile dont usent certains mentors de la géologie pour aborder les problèmes structuraux à l'échelle des édifices orogéniques.

Ceci dit, je n'aime pas beaucoup le mot de « géosynclinal » encore qu'il soit aisé d'en trouver la citation dans mes propres écrits ! Je ne veux pourtant pas faire ni le procès ni la critique, et reconnais que le terme n'est pas abusif lorsqu'on l'applique aux sillons sédimentaires qui préfigurent et conditionnent les futures zones structurales des édifices orogéniques de type alpidique.

Il est tout naturel que chacun des tectoniciens, au terme de l'exposé de J. Aubouin, applique ses réflexions aux édifices qui lui sont familiers, en l'espèce — en ce qui me concerne — au système qui ceinture la Méditerranée occidentale. Ce système nous montre, pour sa branche méridionale d'Afrique du Nord (que l'on peut désigner sous le nom de « Berbérides ») :

— un sillon interne, « eugéosynclinal » si l'on veut, rempli de flyschs dont le matériel provient d'un massif plus septentrional, actuellement disparu. Mais ce sillon ne montre pas d'ophiolites (mis à part le minuscule affleurement de roches vertes du Moul-ed-Demamene, dans le Nord-Constantinois). Ainsi, la nappe ultra-rifaine du Jebel Tisighen comporte-t-elle, sous le flysch tithonique-néocomien, d'épais marno-calcaires et radiolaires qui semblent débiter vers la base du Malm ; ainsi la nappe ultra-bétique inférieure (nappe de Camarot-Arguëlles), que J. Didon a découverte sous la nappe d'Algésiras, présente-t-elle une série jurassique réduite, à dominante calcaire. Il n'y a pas de place, dans ces deux exemples de nappes « ultra », pour des ophiolites du Jurassique supérieur, comme nous en montrent l'Apennin ou les Dinarides.

— le sillon externe, « miogéosynclinal » si l'on veut, de l'Afrique du Nord montre non seulement des vases argileuses et carbonatées, mais aussi, dans plusieurs de ses parties essentielles, d'épais flyschs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur à moyen. La provenance sud, « saharienne », de leurs détritiques ne fait pas de doute. Voilà un point qui doit faire nuancer la règle de la position « eugéosynclinale » de tous les flyschs dans un orogène.

Pour en venir à la branche septentrionale du même grand édifice, c'est-à-dire aux Cordillères bétiques, je voudrais dire un mot du métamorphisme qu'on y observe. Les schistes lustrés ne sont pas l'apanage des Alpes : l'on trouve, dans l'unité profonde de la Sierra Nevada, dans la « *Mischungzone* » qui la surmonte, et même dans certaines des nappes alpujarrides qui viennent plus haut, des traces d'un métamorphisme « alpin » (post-triasique en tous les cas), notable dans la première, très poussé dans la deuxième, beaucoup plus faible dans les dernières, certainement antérieur ou contemporain (*pour l'essentiel*) à la création des nappes. Je ne pense pas qu'il faille obligatoirement lier ce métamorphisme — qui n'a rien de géosynclinal — à telle ou telle zone structurale, mais il conviendra cependant de ne pas négliger cette donnée dans les synthèses à venir.

A ces quelques réflexions, l'on jugera de l'intérêt de la communication de J. Aubouin. Et le « couple » géosynclinal qu'avec Stille il préconise a-t-il plus belle illustration que la mise en évidence, dans la chaîne alpine de Berbérie, d'un sillon interne, à remplissage de flyschs, dont les synthèses les plus classiques, il y a peu de temps encore, ne portaient nulle trace ? Malgré les réserves inévitables, c'est un encouragement dans la voie que suit avec courage J. Aubouin.

M. J. AUBOUIN remercie M. M. Durand Delga de ses aimables critiques qui l'intéressent tout particulièrement ; en effet, M. M. Durand Delga a une connaissance très complète des édifices alpins de la Méditerranée occidentale, qu'il s'agisse de l'Algérie, du Maroc ou des Cordillères bétiques espagnoles ; c'est dire l'importance de ses remarques.

Tout d'abord, je remercie M. M. Durand Delga d'avoir souligné un fait : à savoir que, lorsqu'en 1959 j'écrivis mon premier article sur la question qui fait l'objet du travail que j'ai l'honneur de présenter aujourd'hui, et que j'insistai sur la liaison du couple miogéosynclinal-eugéosynclinal, l'Afrique du Nord, les « *Berbérides* », paraissaient un démenti à l'opinion que j'avancai pour des chaînes situées en Méditerranée moyenne ou orientale. Or, on doit à MM. M. Durand Delga et M. Mattauer d'avoir, à la suite de leurs travaux dans le Rif, montré (1959 et 1960) que la structure de l'Afrique du Nord s'expliquait fort clairement dans le cadre paléogéographique d'un sillon externe (sillon tellien) donnant naissance à des nappes de couverture demeurées dans leur position paléogéographique relative, une ride kabylo-rifaine, et enfin un sillon interne, aujourd'hui dissimulé sous la Méditerranée, mais d'où proviennent des nappes constituées de flysch allant du Tithonique à divers niveaux du Tertiaire, passées par-dessus la ride kabylo-rifaine pour venir reposer sur les terrains du sillon tellien externe ; bref, dans le cadre d'un sillon miogéosynclinal externe et d'un sillon eugéosynclinal interne. A la suite des travaux de ces deux auteurs, l'Afrique du Nord, à paléogéographie jusqu'alors complexe et comparable à rien, rentrait au « *bercail alpin* » comme le regretté P. Fallot l'avait souligné, comme je l'avais moi-même souligné après les notes considérées de MM. M. Durand Delga et M. Mattauer. Cette coïncidence dans le résultat de travaux menés simultanément aux deux extrémités de la Méditerranée a été pour moi, comme le dit M. M. Durand Delga, un précieux encouragement.

Ceci étant, il ne faut pas dissimuler les points de discussion, M. M. Durand Delga en suggérant trois.

— *Le problème des ophiolites* : à la suite de l'une des communications de MM. M. Mattauer et M. Durand (1960), j'ai déjà discuté de ce point de vue ; j'y reviens dans la présente note (p. 654), mais tiens à répé-

ter ce que j'ai déjà dit. Il n'est pas douteux que c'est là une différence extraordinaire : toutes les chaînes alpines du domaine méditerranéen sont abondamment pourvues d'ophiolites, et l'Afrique du Nord, comme les Cordillères bétiques d'ailleurs, en manque. Or, ces ophiolites caractérisent paléogéographiquement les zones internes ; après tectonisation, elles appartiennent à des nappes de charriage et forment, la plupart du temps, une unité autonome moins charriée vers l'extérieur que les nappes de flysch issues du sillon interne ; de sorte qu'en fonction des effondrements postgéosynclinaux, les ophiolites peuvent n'être pas représentées à l'affleurement si toutes les zones internes ont été effondrées ; or, c'est le cas de l'Afrique du Nord. Je reviendrai à une image que j'ai déjà donnée : pour comparer les Alpes occidentales à l'Afrique du Nord, il faut, par la pensée, considérer que la totalité des zones alpines internes, zone piémontaise (sillon eugéosynclinal), zone Briançonnaise (ride miogéo-anticlinale) pour partie, soient effondrées sous les eaux de la Méditerranée, celles-ci venant battre la côte vers Briançon : dans ces conditions, rien ne serait connu de l'existence d'ophiolites dans le domaine piémontais, puisque les nappes de flysch ultrabriançonnaises, reposant sur le domaine dauphinois (nappe de l'Ubaye-Embrunais, nappe de la Ligurie occidentale), n'entraînent pas d'ophiolites à leur base ; récemment pourtant, Cl. Kerckhove¹ a signalé un petit fragment d'ophiolites à la base de la nappe de l'Ubaye dans les Alpes françaises : il n'est pas d'une importance plus grande que le minuscule affleurement du Moul ed Demamene du Nord-Constantinois signalé par M. M. Durand Delga (1955). L'existence de séries antérieures au flysch tithonique-crétacé nord-africain, à caractère réduit, radiolaritique, va dans le même sens ; je souligne, en effet, que les ophiolites ne caractérisent que le bord interne du sillon eugéosynclinal et non le bord externe : sur celui-ci, les terrains stratigraphiquement équivalents aux ophiolites sont, en général, des sédiments pélagiques fort réduits et le plus souvent des radiolarites.

— *Le problème des flyschs externes* : M. M. Durand Delga tempère judicieusement la proposition que je fais de l'existence de flyschs précoces dans le sillon eugéosynclinal. Bien que, je n'ai pas énoncé « la règle de la position eugéosynclinale de tous les flyschs dans un orogène » : il y a des flyschs dans toutes les zones du domaine géosynclinal ; mais ces flyschs ne sont pas tous de même âge, ils sont plus anciens dans les zones internes, plus récents dans les zones externes ; c'est la « règle » de la migration des flyschs de l'intérieur vers l'extérieur... d'un couple eu-miogéosynclinal, ou, si l'on veut, « la règle de la position eugéosynclinale des flyschs précoces (= anciens) dans un orogène ». Mais il arrive, en effet, que lorsqu'un couple borde directement l'avant-pays, ce qui est le cas pour l'Afrique du Nord (mais est le cas aussi pour les Alpes occidentales et les Karpathes), son histoire stratigraphique et paléogéographique procède quelque peu de l'activité de cet avant-pays fournisseur d'un matériel terrigène qui vient contaminer les séries sédimentaires qui, parfois, prennent l'allure flysch, même à un moment précoce de l'histoire la chaîne. Ce qui est important, c'est que ces dépôts de flysch sont sporadiques et surtout sont sans aucune liaison avec les flyschs caractéristiques du sillon interne. Enfin, ces flyschs précoces externes peuvent manquer complètement, non seulement comme c'est la règle lorsque les couples se trouvent en plein domaine mésogéen (cas des Dinarides, de l'Apennin qui ont pour avant-

1. KERCKHOVE Cl. (1961) : Découverte d'ophiolites des Schistes lustrés à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en Haute-Ubaye (B.-A.). C. R. Ac. Sc., t. 253, p. 2389.

pays une zone submergée), mais aussi dans des chaînes ayant pour avant-pays le continent européen (cas des Alpes occidentales où de vrais flyschs crétacés ne sont pas connus dans les zones miogéosynclinales externes même si les apports terrigènes y sont parfois d'importance : que l'on compare par exemple le Crétacé supérieur du sillon dauphinois, essentiellement calcaire, et le flysch à Helminthoïdes d'âge crétacé supérieur du sillon piémontais). En ce sens, les phénomènes sont les plus purs dans l'Apennin ou les Dinarides, qui sont situés en pleine Mésogée, et sont exempts de perturbations dues à l'histoire de leur avant-pays. Il reste que, quelle que soit la chaîne alpine considérée, *l'existence de flyschs précoces est la règle générale, non démentie, pour le sillon eugéosynclinal*.

— *Le problème du métamorphisme* : sur ce point, la position de M. M. Durand Delga peut paraître contradictoire avec la précédente de M. F. Ellenberger. Je crois que, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'avoir une opinion définitive sur les relations du métamorphisme et de l'orogénèse ; ceci parce que le métamorphisme est surtout bien connu dans les chaînes anciennes qui montrent leur tréfonds, mais dont, en fonction de l'histoire postérieure, on connaît souvent assez mal la structure et le développement orogénique ; tandis que la structure et le développement orogénique sont bien connus dans les chaînes récentes comme la chaîne alpine dont, par contre, on voit rarement le tréfonds et on connaît mal le métamorphisme ; ce sont peut-être les chaînes calédoniennes qui, de ce point de vue, ont le plus grand intérêt car elles semblent montrer admirablement et l'un et l'autre.

Il faut souligner, en effet, que les auteurs qui travaillent sur la chaîne hercynienne, et dans mon texte j'ai rappelé la position par exemple de nos confrères J. Cogné et G. Guitard, insistent sur le caractère anté-tectonique à syntectonique du métamorphisme général (série des ectinites au sens de J. Jung et M. Roques) tandis que la migmatite et la granitisation seraient de syntectonique à post-tectonique. Est-ce une opposition définitive avec le métamorphisme alpin ? celui-ci est-il particulier dans son histoire comme il l'est dans sa pétrologie, producteur qu'il est de la quasi totalité du glaucophane connu dans le monde ?

Enfin, il faut insister sur la possibilité que les séries métamorphiques, qui paraissent anté-tectoniques, appartiennent à un cycle orogénique antérieur : les travaux de nombreux auteurs dans l'Erz Gebirge et dans les Sudètes ont montré, dans les années récentes, combien le métamorphisme, et surtout la granitisation, résultaient d'une palingénèse, d'une régénération de séries métamorphiques calédoniennes ou même antécambriennes : serait-ce le cas là où l'on connaît des séries métamorphiques d'aspect anté-tectonique ?...

Pour terminer, M. J. Aubouin tient une nouvelle fois à remercier M. M. Durand Delga de ses critiques constructives qui sont pour lui un encouragement.

M. A. CAIRE félicite M. Aubouin pour son remarquable exposé. En ce qui concerne les chaînes tertiaires de Sicile et d'Afrique du Nord, des aménagements peuvent être apportés au schéma général présenté par M. Aubouin. Comme vient de le dire M. Durand Delga, il existe des flyschs crétacés dans le sillon tellien (sillon externe). De plus, on connaît dans les Babors une orogénèse crétacée, se traduisant par des plis ou écailles de direction E-W,

et un remaniement affectant jusqu'au Jurassique (et même au Trias). Quant à l'onde orogénique, que j'ai essayé de mettre en évidence par le dessin dans ma thèse, elle se manifeste seulement par le déplacement des terrains plastiques. En Sicile, les deux bords du sillon des flyschs internes semblent s'être soulevés tous deux à l'Oligocène, et ce n'est que plus tard, au Miocène, que les flyschs se sont écoulés vers le Sud.

M. J. AUBOUIN remercie M. A. Caire de ses aimables observations.

Il est bien d'accord que le schéma général qu'il propose mérite certains aménagements et précisions suivant les chaînes considérées, de manière à donner à chacune d'entre elles son cachet propre. Cela dit, les remarques faites par M. A. Caire l'amènent à répondre ce qui suit :

— *flyschs crétacés dans le sillon tellien externe* (miogéosynclinal par conséquent) : j'ai répondu précédemment à cette observation faite également par M. M. Durand Delga ;

— *orogénèse crétacée dans les Babors* (c'est-à-dire dans le sillon, tellien externe, miogéosynclinal) : cette orogénèse crétacée est tout à fait comparable à celle que l'on connaît par exemple dans les Alpes occidentales, dans le Dévoluy (c'est-à-dire dans le sillon dauphinois externe, miogéosynclinal). Ce sont là des orogénèses extrêmement localisées, affectant la couverture et accompagnées d'érosions modestes qui ne vont jamais jusqu'au socle cristallin : elles ne sont pas productrices de flysch. Par ce dernier caractère lié à leur extrême localisation, elles diffèrent de l'orogénèse crétacée des zones internes qui ont produit, dans l'ensemble de toutes les chaînes du domaine méditerranéen, les flyschs crétacés que l'on y connaît et qui ne manquent nulle part. Je me suis expliqué p. 649 à propos de l'orogénèse du Dévoluy ; je pense que le cas des Babors est susceptible d'une même analyse ;

— *onde orogénique en Afrique du Nord* : plutôt qu'« onde orogénique », qui évoque un mécanisme physique précis, je préfère utiliser « polarité orogénique » qui exprime des résultats observables ; cela dit, et je m'en suis déjà expliqué et m'en explique de nouveau dans le texte que je présente (p. 646-652), je ne pense pas que l'on puisse mettre en évidence une polarité orogénique en Afrique du Nord. En effet, la polarité orogénique n'est perceptible qu'à l'échelle de l'ensemble de la chaîne (en mettant à part les activités orogéniques tardigéosynclinales et surtout postgéosynclinales, cette dernière étant synchrone dans l'ensemble du domaine méditerranéen) ; quelle que soit la chaîne considérée, le phénomène orogénique caractéristique de la fin de l'histoire géosynclinale se produit au Miocène dans le sillon miogéosynclinal externe ; il faut pouvoir observer les zones eugéosynclinales pour constater que le même processus y est plus ancien ; or, ces zones plus internes manquent à l'affleurement en Afrique du Nord. A ne juger de l'orogénèse que d'après les zones externes, ce qui est le cas en Afrique du Nord, on doit au contraire avoir une opinion « instantanéiste », l'orogénèse y paraissant partout d'âge miocène ; l'onde orogénique qu'on y recherchait était donc une onde destinée à rester théorique et jamais démontrée ; à l'inverse, ceci ne montre pas qu'elle n'existe pas puisque dans les régions où toutes les zones sont à l'affleurement on peut prouver, par des faits, l'existence d'une « polarité orogénique » ;

— *surrection du sillon des flyschs internes en Sicile* : M. A. Caire, ayant proposé pour la Sicile un schéma paléogéographique qui intègre celle-ci au cadre général d'Afrique du Nord, a recherché quels étaient les bords du sillon des flyschs internes ; si le bord externe kabylo-rifain peut être retrouvé aisément dans les monts Pélo-

ritains, il n'en est pas de même du bord interne — aujourd'hui sous la mer — pour lequel on doit faire appel à une interprétation tectonopaléogéographique fatalement délicate étant donné la complication des structures ; aussi peut-on dire que, dans l'état actuel des connaissances, malgré les beaux travaux de M. A. Caire et de son équipe et ceux de M. L. Ogniben, la localisation paléogéographique de certaines unités ne paraît pas très certaine, notamment celle des Panormides qui servent probablement d'argument essentiel à M. A. Caire pour le problème considéré, comme celui-ci le laissait entendre dans sa précédente note (1961).

Pour tout dire, on aura toujours en Méditerranée occidentale le plus grand mal à établir une succession des événements qui soit valable à l'échelle d'une chaîne entière, puisque la totalité des zones internes sont actuellement cachées sous la Méditerranée ; je saisis cette occasion de souligner une nouvelle fois combien l'étude des secteurs orientaux de la Méditerranée peut être capitale puisqu'on y rencontre, à l'affleurement, ces zones qui, ailleurs, sont cachées à l'observation ; ceci en fonction d'effondrements postgéosynclinaux moins marqués.

* *

M. J. MERCIER, à la suite de la très intéressante communication de M. J. Aubouin, attire l'attention sur la zone qui, dans les Dinarides internes yougoslaves, prolonge la zone du Vardar. D'après J. Aubouin cette zone représente un sillon qui relaie le sillon eugéosynclinal du Pinde et joue son rôle lorsque ce dernier se termine paléogéographiquement vers le Nord au niveau des bouches du Kotor.

Ce sillon interne prolonge, vers le Nord, la zone que j'ai désignée (Mercier, 1960) provisoirement sous le nom de « marge orientale » de la zone du Vardar et dont j'ai entrepris l'étude. Certes, cette zone possède des flyschs précoces et des ophiolites qui lui confèrent les caractères d'un sillon dit eugéosynclinal. Il n'en demeure pas moins vrai que ses caractères d'ensemble sont très différents des caractères du sillon du Pinde, défini comme sillon eugéosynclinal type par J. Aubouin. La tectonique en particulier y est très « lourde » ; caractérisée par des écaillles rigides décollées au niveau des calcaires triasico-jurassiques, elle est très différente de la tectonique de grandes nappes de la zone du Pinde résultant de l'éjection d'un matériel plastique lors d'une phase de compression puis de son écoulement par gravité.

Pas plus que la « marge orientale », la « marge occidentale » de la zone du Vardar ne présente un ensemble de caractères semblables à ceux de la zone du Pinde. Elle possède aussi des ophiolites et des flyschs mais :

— sa tectonique de couverture est caractérisée par des écaillles au demeurant assez simples (sauf dans les zones de broyage dues à des décrochements longitudinaux, cf. Brunn, 1960) ;

— deux phases orogéniques affectent cette zone comme la zone pélagonienne, l'une à l'Éocène, l'autre à l'Éocène ;

— lors de la phase éocène cette zone se comporte comme la zone pélagonienne : elle participe avec l'ensemble des zones internes au serrage du sillon du Pinde.

L'ensemble du domaine du Vardar et en particulier sa « marge orientale » me semble donc, quoique présentant des ophiolites et des flyschs, avoir des caractères tels qu'on ne peut l'estimer « homologue » du sillon du Pinde et partant de la qualifier du même terme de « sillon eugéosynclinal ». Bref, ce domaine me paraît, tout au moins en Grèce (je ne connais pas son prolongement en

Yougoslavie), se rattacher, comme les zones qui l'encadrent, au domaine intracratonique.

M. J. AUBOUIN, saisissant l'occasion des remarques de M. J. Mercier, tient à souligner la qualité des excellents travaux que ce dernier poursuit dans les zones internes des Hellénides ; celles-ci, en effet, pouvaient être considérées encore très récemment comme *terra incognita*, et l'on peut dire que la note au *Bulletin* (1960) de M. J. Mercier est à ce jour le seul travail coordonné qu'on ait jamais possédé sur l'ensemble de la zone du Vardar en Grèce et ses rapports avec la zone pélagonienne ; je l'avais déjà souligné après la présentation de la note de M. J. Mercier, j'ai plaisir à le rappeler une nouvelle fois.

M. J. Mercier, en effet, a distingué dans la zone du Vardar au sens large (qui doit son individualité au fait qu'elle est un sillon molassique tardigéosynclinal) : une partie occidentale en marge interne de la zone pélagonienne, que l'on pourrait, comme je l'ai proposé (1960), appeler zone pré-pélagonienne dans la mesure où elle est l'exact répondant de la zone subpélagonienne située en marge externe de la même zone pélagonienne ; une partie orientale qui, elle, est particulière, possédant, outre des ophiolites qu'elle a en commun avec la zone pélagonienne et la zone subpélagonienne, des flyschs précoces ; c'est cette dernière qui a son prolongement en Yougoslavie où elle prend un vaste développement.

J'ai émis l'idée (1960) que cette zone prenait, en Yougoslavie, le relai de la zone du Pinde qui par ailleurs disparaît axialement sur le littoral dalmate ; elle cesse d'être prise dans l'étau massif du Rhodope-massif pélagonien puisque ce dernier disparaît lui-même ; elle devient alors un sillon interne au contact des zones externes. En quelque sorte, dans les Hellénides, ce sillon dinarique interne « s'enracinerait » entre le Rhodope et le massif pélagonien ; il n'est pas étonnant qu'il y prenne alors une signification un peu différente et qu'il tende à présenter un caractère intracratonique qui lui manque dans la région de son plein développement qui est la Yougoslavie.

En outre, les observations de M. J. Mercier montrent bien qu'au parallèle des Hellénides, le sillon eugéosynclinal vrai est bien le sillon du Pinde ce qui répond à l'une des observations (2) de M. J.-H. Brunn.

* *

En guise de conclusion à cette longue discussion, M. J. Aubouin tient tout d'abord à remercier tous ceux qui lui ont fait l'honneur de lui faire des critiques et ceux qui lui ont fait l'honneur de l'écouter. Son ambition principale était de susciter la discussion, la réflexion, et sur ce point il est heureux d'avoir réussi.

Car, par ailleurs, il n'a ni l'ambition ni l'illusion de croire que les idées qu'il a développées soient toutes nouvelles (il sait ce qu'il doit à ses prédécesseurs comme la bibliographie « sommaire » qu'il donne le montre) ou définitives ; bien au contraire, il espère que celles-ci se modifieront ; il ose même espérer qu'il participera lui-même à la modification de ses propres idées ; c'est dire qu'il n'y a rien de « totalitaire » dans ses propos.

Enfin, il s'est volontairement placé sur le plan géologique, n'évoquant que rarement les interprétations suggérées par d'autres sciences ; c'est qu'il pense fondamentalement que les problèmes géologiques ont une solution géologique, que la géologie n'est pas une science morte ; la discussion qui vient d'avoir lieu est l'éclatante confirmation de ce dernier « propos ».

BULLETIN ET COMPTE RENDU SOMMAIRE DES SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

7^e série, tome III, 1961

Table des matières et des auteurs.

Les noms des AUTEURS sont en petites capitales ; les noms des **matières** en compact, les noms *géographiques* en italique. Les renvois aux pages du *Bulletin* sont en chiffres **gras**, aux pages du *Compte rendu sommaire* en caractères ordinaires ¹.

A

- Aalénien supérieur.** DAVID L. et ELMI S., 219.
Abadla (bassin d'). DELEAU P., 121.
Abatilles (Forages des). VEILLON M. et VIGNEAUX M., 159.
ABRARD R. Prés. d'ouvr., 79. — Obs. comm. J.-Cl. FISCHER, 82.
Acadien. DESTOMBES J., 127.
Accidents siliceux. DANGEARD L. et RIOULT M., 329.
Adoudounien. DU DRESNAY R., 192.
Adrar des Iforas. KARPOFF R., 166. — LESSARD L., 501.
— mauritanien. BONGRAND M.-O., DARS R. et SOUGY J., 210.
AFCHAIN Cl. Observations sur la région de Spezzano-Albanèse (Calabre), 287. — Voir GLANGEAUD L., 293, 619.
Afghanistan. KAEVER M., 188. — MENNESSIER G., 40.
Afollé (massif de l'). BOURGUET L., LELONG F. et LER-MUZEAUX A., 11.
Afrique du Nord. DURAND DELGA M., 45. — FLANDRIN J., 105. — MATTAUER M., 32. — Voir *Algérie, Maroc*.
Âges absolus. FAIRBRIDGE Rh. W., 138.
— (Morvan). CARRAT H. G., 278.
— quaternaire. GIGOUT M., 228.
Agly (massif de l'). ROBERT P., 253.
AGUILA Y GOICOECHA A. DEL. Voir MACAU VILAR F., 96.
Ahaggar. BLAISE J., 184. — BOISSONNAS J. et GRAVELLE M., 132. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 156, 159, 171. — GRAVELLE M., 143. — GROLIER J., 174. — GUÉRANGÉ B., 182. — LELUBRE M., 133. — REBOUL Cl., 162. — Voir : *Hoggar*.
Aïr. LESSARD L., 501.
Aix-en-Provence. DURAND J.-P., 71.
Akjoujt (région d'). DESTOMBES J.-P. et SPINDLER J.-P., 186.
Albas. MASSIEUX M., 40. — PLAZIAT J.-Cl., 196.
Albien. DONDEY D., 30. — POIGNANT A., 157. — POME-ROL Ch., 286. — THOMEL G., 3.
Albitisation. CHENEVOY M., 409.
Alcudia (Vallée de l'). BOUYX E., 64.
Aldules-Quinto Real (massif des). DAMESTOY G., 86.
Alès (Sillon d'). PAQUET J., 106.
Algérie. DELEAU P., 121. — DUROZOY G., 210. — LEGRAND Ph., 201. — SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., LAFUSTE J. et DURAND DELGA M., 290.
Algues. MASSIEUX M., 40. — SEGONZAC G., 437.
ALIMEN H. Attribution du *Prix Lamothe* à M. G. LECOINTRE, 152.
ALLAIS G. Prés. d'ouvr., 48.
ALLÈGRE Cl. De l'application de la résonance paramagnétique nucléaire à l'étude des inclusions fluides, 178.
Alpes (Basses-) (Dpt). THOMEL G., 3.
— Maritimes (Dpt). BONIFAY E., 29. — FEUGUEUR L. et LE CALVEZ Y., 21. — IAWORSKY G., 197. — THOMEL G., 37, 468.
— maritimes italiennes. BLOCH J.-P., 63. — GUILLAUME A., 270.
— piémontaises. MICHEL R. et NICOLAS A., 227.
Amérique centrale. TRICART J., 59.
Ammonoïdés. BLAISON J. et THÉOBALD N., 250. — DELEAU P., 78. — DUBAR G., 320. — FABRE-TAXY S., 223. — RANGHEARD Y., 15. — THOMEL G., 468.
Ancenis (Synclinal d'). LARDEUX H., PILLET J. et SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., 111.
ANDREANSKY G. Prés. d'ouvr., 115.
Antécambrien. LELUBRE M., 133.
Anti-Atlas occidental. DESTOMBES J., 127.
Antilles. BUTTERLIN J., 109.
Aquitaine. CARALP M. et VIGNEAUX M., 140. — JEKHOWSKY B. DE et TAUGOURDEAU Ph., 104. — JULIUS Ch., 139. — KLINGEBEL A., 111. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 129. — SZÖTS E., 24.
— (Nord). MATHIEU G., 11. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 231 (err., 276).
Aquitainien inférieur. CHEVALIER J.-P., 167.
ARAMBOURG C. *Prolibytherium magnieri*, un Velléricorne nouveau du Burdigalien de Libye (Note préliminaire), 61. — Note préliminaire sur quelques Vertébrés nouveaux du Burdigalien de Libye, 107.

1. Aux « Présentations d'ouvrages », seuls figurent les noms des auteurs dont les ouvrages ont donné lieu à un texte de présentation.

- Archachon*. VEILLON M. et VIGNEAUX M., 159.
ARCHAMBAULT J. Prés. d'ouvr., 79.
Ardèche (Dpt). BUSNARDO R. et ELMI S., 16. — ELMI S., 103. — PAQUET J., 106.
Ardennes (Dpt). POMEROL Ch., 286.
Argiles (Minéraux des). BIROT P. et PINTA J., 21. — GABERT P., 22. — KLINGEBIEL A., 111. — MICHEL J.-P., 580. — ROGNON P., 186.
 — **varicolores**. CAIRE A., 233.
Argovien. ELMI S., 103.
Argüelles ((Unité d')). DIDON J., 284.
Ariège (Dpt). DEBEAUX M., THIÉBAUT J. et WEPPE M., 529. — SEGONZAC G., 437.
Arkose (Métamorphisme). BOUVET M. et REBOUL Cl., 159.
 ARNOULD-SAGET S. et MAGNIER Ph. Découverte de dents de Paléomastodontes dans la région de Zella (Tripolitaine), 189, 283.
Arsures (région des). CAIRE A., 255.
Asse (vallée de l'). THOMEL G., 3.
 ASTRE G. Faille oblique de Jolimont (Toulouse), 190, 90.
Atakor (massif de l'). ROGNON P., 186.
Atlas (Haut-). DUBAR G., 320.
Aubenas. ELMI S., 103.
Aubervilliers. SOYER R., 432.
 AUBOUIN J. Prés. d'ouvr., 273. — Propos sur les géosynclinaux, 280, 629.
Aude (Dpt). CASTÉRAS M. et VIALARD P., 230 — ELLENBERGER F., 183. — FREYTET P., 283. — MARIE P., 124. — MASSIEUX M., 40. — OLIVE Ph., 118. — PLAZIAT J.-Cl., 196. — POIGNANT A., 222. — SEGONZAC G., 437.
 AUDIN A. Voir RUSSO Ph., 295.
Autunien. FALK H., 463.
Aveyron (Dpt). COLLOMB P., 204. — DOUBINGER J., 162. — PARENT Ch. et PARENT-WAAST J., 58.

B

- Bagnasco*. LORENZ Cl., 50.
Bajocien. BUSNARDO R. et ELMI S., 16.
 BALAVOINE P. Sur la présence de Bryozoaires crétacés remaniés dans les faluns d'Anjou, 229.
Balkans. GLANGEAUD L. et RICOUR J., 210.
 BARBIER A. Nécrologie, 177.
 BARRABÉ L. Nécrologie, 36.
Bathonien. BUSNARDO R. et ELMI S., 16. — DANGEARD L. et RIOULT M., 329. — DOUBINGER J., 162. — FISCHER J.-Cl., 81.
 BATTETTA J. Voir VIRET J., 235.
 BAUDRIMONT A. F. et BEAUVAIS M. Sur la présence du genre *Anabacia* MILNE-EDWARDS non d'ORBIGNY dans le Toarcien inférieur des Pyrénées catalanes, 66, 271.
Bauxites. BUTTERLIN J., 109. — CAILLEUX A., 264.
 BEAUMONT G. DE. Prés. d'ouvr., 235.
Beausset (bassin du). FABRE-TAXY S., 223.
 BEAUVAIS M. Voir BAUDRIMONT A. F., 66, 271.
Bekrit-Idi-Ouareg. COLAS DES FRANCS E., DEVRIÈS A. et DU DRESNAY R., 171.
 BELLAI P. [Vues commentées de phénomènes arctiques et d'actions périglaciaires], 37. — Obs. comm. F. ELLENBERGER, 184. — Obs. comm. L. DUBERTRET, 73.
Belleuse (Sondage de). MORRE N., 267.
Belvedere. GRANDJACQUET Cl., 113.
 BENTZ A. Prés. d'ouvr., 236.
Berriasien. AFCHAIN Cl., 287.
 BERTHOIS L. La salinité de l'eau interstitielle des sédiments de l'estuaire de la Loire, 85, 403.
 « **Biarritzien** ». MANGIN J.-Ph., 212. — SZÖTS E., 24.
 BIROT P. et PINTA J. Données sur les variations de l'altération argileuse dans le Hoggar, 21.
 BLAISE J. Sur la stratigraphie des séries antécambriennes dans la région du Tafassasset moyen (Ahaggar oriental), 101, 184.
 BLAISON J. et THÉOBALD N. Zonéographie du Sinémurien et du Lotharingien de la région de Lons-le-Saunier (Jura), 250.
 BLOCH J.-P. Présence d'une série post-triasique à faciès briançonnais le long de la côte ligure dans le Finales (Alpes maritimes italiennes), 63.
Blocs exotiques. LETOLLE R., 61. — PATTE E., 262.
 BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. Déplacement des axes hydrographiques vers le Nord-Est entre la vallée du Mars et celle de la Grande-Rhue (Cantal), 60. — Rôle du volcan 1005 (plateau de Pons) dans l'évolution du réseau hydrographique aux abords de Riomès-Montagnes, 77.
 BOISSONNAS J. et GRAVELLE M. Un massif granitique de l'Ahaggar à mode de gisement hybride : le Tihouia-rène, 101, 152.
Bône (plaine de). DUROZOT G., 210.
 BONGRAND M.-O., DARS R. et SOUGY J. Sur la présence de galets éoliens dans le complexe de base de l'Adrar mauritanien, 120, 210.
 BONIFAY E. Sur l'âge de l'Eutyrrhénien méditerranéen, 29.
 BONNET A. et DUBOIS P. Observations sur le Djebel Guehhad (Sahara central), 194.
 BORDET P. Particularités géologiques du « synclinal médian » dans le Sud du massif des Grandes Rousses, 44. — Sur l'interprétation géologique de l'Himalaya, 259. — Prés. d'ouvr., 273.
Bouches-du-Rhône (Dpt). CORROY G. et TOURAINE F., 77. — DURAND J.-P., 71. — DURAND J.-P. et TEMPIER Cl., 122. — GUIEU G., 164. — LEENHARDT O., 181. — TOURAINE F., 90, 265.
Bouges (Les). JULIUS Cl., 266.
 BOULANGER D. et DEICHA G. A propos de la pegmatite de Helette (massif du Labourd, Basses-Pyrénées), 179.
 BOULIN J. Sur le Bétique de Málaga aux environs de Velez Málaga (province de Málaga, Espagne), 291.
 BOURCART J. La vie et l'œuvre de L. GENTIL, 157, 245.
 BOUREAU Ed. Prés. d'ouvr., 67.
 BOURGUET L., LELONG Fr. et LERMUZEAUX A. Sur la position stratigraphique des grès et quartzites du massif de l'Afolle (Mauritanie méridionale), 11.
 BOUSQUET J.-Cl. Nouvelles données sur les diabases-porphyrites de la région de Sangineto (Calabre), 173, 370. — Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intravolata et de Sangineto (Calabre, Italie méridionale), 293, 603. — Voir GLANGEAUD L., 293, 619.
 BOUT P. Prés. d'ouvr., 35.
 BOUVET M. et REBOUL Cl. Évolutions parallèles de séries de rhyolite et d'arkose soumises à l'action d'un métamorphisme topochimique, 100, 159. — Le horst sugharien de Tinigaouine, 100, 156. — Un massif granitique à structures concentriques : le Tisselliline, 101, 171.
 BOUYX E. Au sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia (Espagne), 64.
Brachiopodes. CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A., 449. — DROT J., 257. — LE MAÎTRE D., 190.
 BRÉMOND R., CHERET I. et PARSY C. Prés. d'ouvr., 115.
Brésil (NE du). MEUNIER A.-R., 492.
Bresse. LEFAVRAIS-RAYMOND A., 82.
Brest (rade de). MÉTAIS D., 387.
Bretagne. GRAINDOR M.-J., 54.
 — (Côtes). FAIRBRIDGE Rh. W., 138.

- briançonnais (Faciès).** BLOCH J.-P., 63.
Briovérien. ROBLOT M.-M., 27.
BRUNN J. H. Obs. comm. J. AUBOUIN, 705.
Bryozoaires crétacés remaniés. BALAVOINE P., 229.
BUGE E. *Smittina lecointrei*, nouveau nom pour *Smittina bassleri* CANU et LECOINTRE 1930, non CIPOLLA 1929 (*Bryozoa Cheilostomata*), 200.
BULLE J. Voir THIÉBAUT J., 225.
BULLE J. et ROLLET M. Sur un niveau à coprolites de Crustacés du Purbeckien de Nods, 251.
Burdigalien. ARAMBOURG C., 61, 107. — JULIUS Ch., 266.
BUSNARDO R. et ELMI S. Précisions sur l'âge des calcaires siliceux du Jurassique moyen de la région située entre Saint-Privat et Saint-Michel-de-Boulogne (Ardèche), 16.
BUTTERLIN J. Nouvelles précisions au sujet des sols rouges ferrallitiques trouvés sur les calcaires de la république d'Haïti (Grandes Antilles), 109. — Prés. d'ouv., 206.
- C
- Cabasse.** CASTOR E., MENNESSIER H. et MENNESSIER G., 525.
Cadix (NW Province de). CHAUVÉ P., 271.
CAILLEUX A. Prés. d'ouv., 235. — Observations à une communication de M. Jean Cogné sur la granitisation et l'orogénèse en Bretagne méridionale, 252. — Origine des bauxites en pays calcaire, 264.
CAIRE A. Attribution du Prix Fontannes, 155; remerciements, 156. — Note préliminaire sur les argiles varicolores des monts Péloritains et de Calabre méridionale, 233. — Tectonique et dépôts récents dans la région des Arsures (Jura), 255. — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile, 261, 545. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 710.
Calabre. BOUSQUET J.-Cl., 370, 603. — CAIRE A., 233. — GRANDJACQUET Cl., 113, 115.
calciques (Roches métamorphiques). ROBERT P., 253.
Callovien. CARIOU E., 26, 38. — RANGHEARD Y., 15.
Calvados (Dpt). COURTY G., 85. — ROBLOT M.-M., 27.
Cambrien. GRAINDOR M.-J. et ROBLOT M.-M., 83. — ROBERT P., 253.
Cambro-Ordovicien. BONGRAND M.-O., DARS R. et SOUGY J., 210. — DESTOMBES J.-P. et SPINDLER J.-P., 184. — DUBOIS P., 206.
CAMERMAN E. Prés. d'ouv., 143.
Canada. DEUNFF J., 216.
Cantal (Dpt). BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., 60, 77. — REY R., 220. — VATIN-PÉRIGNON N., 355.
Caradoc. DOURTHE P. et SERRA O., 127.
CARALP M. et VIGNEAUX M. Nouvelle interprétation stratigraphique des « étages » du Miocène inférieur en Aquitaine, 140.
Caravaca. PAQUET J., 74.
Carbonifère. DELEAU P., 78, 121.
CARIOU E. Découverte de nouvelles failles dans le Poutou, 26. — Précisions sur les faciès et la sédimentologie dans l'étage callovien entre les vallées de la Vienne et du Thouet, 38.
Carpathes. GLANGEAUD L. et RICOUR J., 210.
CARRAT H. G. Nouvelles données sur la géologie du Morvan, 278.
Cassinelle. LORENZ Cl., 233.
CASTERAS M. et VIALARD P. Sur l'allure et la constitution du front chevauchant de l'unité de Jonquières et de Fontjoncouse dans les Corbières orientales, 230.
CASTOR E., MENNESSIER H. et G. Les écaillles de Combecave, près Cabasse (Var), 280, 525.
Castril (Région de). FOUCAULT A., 599.
Cengle. CORROY G. et TOURAINE F., 77. — TOURAINE F., 90.
Cénomanien. FEUILLÉE P., 74. — FEUILLÉE P. et GRAMBAST L., 202. — POMEROL Ch., 286. — PONCET J., 121. — THOMEL G., 3.
Cessenon. POIGNANT A., 34.
Cetraro-Intavolata (Diabases-porphyrites). BOUSQUET J.-Cl., 603.
Champagnole. WEBER Chr., 93.
CHAPELLE J. Voir FLANDRIN J., 35.
Characées prétertiaires. GRAMBAST L., 200. — FEUILLÉE P. et GRAMBAST L., 202.
Charente (Dpt). PATTE E., 214.
Charente-Maritime (Dpt). MATHIEU G., 31. — PATTE E., 214.
Charnockites. GIRAUD P., 165. — REBOUL Cl., 162.
CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A. Contribution à l'étude du Couvinien dans le bassin de Fort-de-Polignac (Sahara), 218, 449.
CHAUVÉ P. Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cadix (Cordillères bétiques), 271.
CHENEVOY M. Sur les phénomènes de recristallisation dans la série métamorphique du mont Pilat (Massif central) : attribution et rétro-morphose, 166, 409.
Chénoua. SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., LAFUSTE J. et DURAND DELGA M., 290.
CHÉRET I. Voir BRÉMOND R., 115.
CHEVALIER J.-P. Les Madréporaires du Pliocène d'Orosei (Nuoro, Sardaigne), 45, 266. — *Anomopora*, un nouveau genre de Madréporaire post-paléozoïque, 169.
Chitinozoaires. JEKHOWSKY B. DE et TAUGOURDEAU Ph., 104.
Cirey-sur-Blaise. LAFFAILLE J., 248.
COGNÉ J. Prés. d'ouv., 96.
COLAS DES FRANCS E., DEVRIÈS A. et DU DRESNAY R. Sur la prolongation vers le Nord-Est du synclinal de Bekrit Izdi-Ouareg (Moyen Atlas tabulaire, Maroc), 171.
Collenia. DU DRESNAY R., 192.
COLLOMB P. Granite et tectonique postmétamorphique en Rouergue occidental. Essai de chronologie des événements, 204.
Colomb-Béchar (région de). DELEAU P., 121.
COMBALUZIER Ch. Prés. d'ouv., 275.
concentrique (Massif granitique à structure). BOUVET M. et REBOUL Cl., 171.
Concrétions siliceuses. PATTE E., 214.
Congo. PALAUSI G., 91.
Coniacien. FABRE-TAXY S., 223. — KLASZ I. DE, 123.
Combecave (Écaillles de). CASTOR E., MENNESSIER H. et MENNESSIER G., 525.
Coprolites de Crustacés (niveaux à). BULLE J. et ROLLET M., 251.
Corbières. MARIE P., 124.
CORNET C. Le delta miocène de la région comprise entre la Sainte-Baume et le golfe durancien, 204, 424.
CORROY G. et TOURAINE F. Données nouvelles sur la stratigraphie du Grand Cabri et Cengle (Bouches-du-Rhône), 161, 77.
Corse (Dpt). KRYLATOV S., 158.
Côtes-du-Nord (Dpt). DURAND S. et PELHATE A., 167. — FAIRBRIDGE Rh. W., 138.
COUDERC J. Voir ORGEVAL M., 143.
COURRIÈRE F. Nécrologie, 81.
COURTY G. Mode de cimentation des oolithes dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados), 85.
COUVINEN. CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A., 449.

- Crétacé.** DONDEY D., 30. — THÉOBALD N. et JACQUIN M., 199.
 — **Inférieur.** GUIEU G., 164. — PAQUET J., 74. — POIGNANT A., 222.
 — **supérieur.** FREYTET P., 283. — MATTAUER M. et THALER L., 7. — PATTE E., 214. — PLAZIAT J.-Cl., 196.
Creuse (vallée de la). FISCHER J.-Cl., 588.
Croix-Rousse. MEIN P., RUSSO Ph. et VIRET J., 289.
 CURRY D. Sur la découverte de *Nummulites variolarius* (LAMARCK) dans le Lutétien des bassins de Paris et du Hampshire, 247.
 CUVILLIER J. Attribution du *Prix Bertrand* à M. P. MICHEL, 150.
- D**
- DAANE A. H. Voir SPEDDING F. H., 294.
Dalmanella monnieri (Grès à). PILLET J., 457.
 DAMESTOY G. Étude de la série dévonienne de la vallée du Quintua (Basses-Pyrénées), 75. — Esquisse tectonique du massif des Aldules-Quinto Real (Basses-Pyrénées) (Note préliminaire), 86.
 DANGEARD L. et RIOULT M. Observations nouvelles sur les accidents siliceux situés au sommet de la « Pierre de Caen », 24, 329.
 DARS R. Voir BONGRAND M.-O., 120, 210.
Dauphiné (Eas-). LEFAVRAIS-RAYMOND A., 82.
 DAVID L. et ELMI S. Une précision sur la stratigraphie du « calcaire à entroques » du Jurassique moyen du Mont-d'Or lyonnais (Rhône), 219.
 DEBEAUX M., THIÉBAUT J. et WEPPE M. Le gîte de pyrrhotite de Lacourt (Ariège), 286, 529.
 DEFRETIN-LEFRANC S. Prés. d'ouv., 47.
 DEICHA G. Modification des pressions intracristallines et intergranulaires des roches soumises aux variations de température, 70, 328. — Voir BOULANGER D., 179. — Obs. comm. A.-R. MEUNIER, 500. — Obs. comm. L. FEUGUEUR, 517.
 DELATTRE Ch. et PRUVOST P. L'œuvre d'André DU PARQUE, 157, 363.
 DELEAU P. Subsidence différentielle de la plate-forme épicontinentale carbonifère dans le bassin d'Abadla (région de Colomb-Béchar), 15, 121. — Sur la valeur stratigraphique de la Goniatite *Eoparalegoceras clariondi* DELÉPINE. Remarques sur les cycles carbonifères dans le Sahara, 78.
Dépet (Littoral). PAQUEREAU M.-M., 102.
 DEROO G. Voir KETCHIAN S., 115.
 DERVILLE H. Nécrologie, 117.
Desquamation des roches. DUBERTRET L., 69.
 DESTOMBES J. Sur l'âge des séries synclinales du jbel Isko, région de Goulimine, Anti-Atlas occidental (Maroc), 127.
 DESTOMBES J.-P. et SPINDLER J.-P. Sur la structure de la région d'Akjoujt (Mauritanie), 138, 186.
 DEUNFF J. Quelques précisions concernant les Hystriosphæridées du Dévonien du Canada, 216.
Deux-Sèvres (Dpt). CARIOU E., 38. — MATHIEU G., 11.
 DÉVIGNE J.-P. Obs. comm. P. LAFFITTE et F. PERMINGEAT, 486.
Dévonien. DEUNFF J., 216. — DAMESTOY G., 75. — LEGRAND Ph., 201. — MIROUSE R. et PILLET J., 474. — SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., LAFUSTE J. et DURAND DELGA M., 290.
 — **inférieur.** LE MAÎTRE D., 190.
 DEVRIÈS A. Voir COLAS DES FRANCS E., 171.
Diabases-porphyrites. BOUSQUET J.-Cl., 370.
Diamante. GRANDJACQUET Cl., 113.
Diapirisme granitique. CAILLEUX A., 252.
 DIDON J. Existence d'un flysch oligo-miocène dans l'unité d'Argüelles (région d'Estepona, prov. de Malaga, Espagne), 284.
Dinantien. KRYLATOV S., 158.
Dinosaures (Œufs). MATTAUER M. et THALER L., 7. — PLAZIAT J.-Cl., 196. — TOURAINE F., 265.
Diorites. NICOLAS A., 397.
Directions de courants. PERRIAUX J. et MÜLLER E. M., 625.
Djebel Guehhad. BONNET A. et DUBOIS P., 194.
Documentation géologique. ROGER J., 56.
Dogger. FISCHER J.-Cl., 588. — WEBER Chr., 93.
Dolérites. MÉTAIS D., 387.
dolomitiques (Faciès). GUIEU G., 164.
 DONCIEUX L. Nécrologie, 157, 325.
 DONDEY D. Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie), 14, 33. — Nécrologie, 258.
Dora-Maira (massif). MICHARD A. et VIALON P., 345.
 DOUBS (Dpt). BULLE J. et ROLLET M., 251. — CAIRE A., 255. — RANGHEARD Y., 15.
 DOUBINGER J. Spores et pollens des « stipites » du Laramien (Bathonien), 162.
 DOUBINGER J. et VETTER P. Flore fossile du bassin de Lodève, 189.
 DOURTHE P. et SERRA O. Nouvelles observations sur la série de la Gara Sayada (bordure nord-est de l'Eglaïb occidental, Sahara), 75, 127.
 DROT J. Remarques préliminaires sur la faune de Brachiopodes du Zemmour (Mauritanie), 27, 257.
 DRUART L. Nécrologie, 209.
 DUBAR G. Sur quelques Ammonites du Lias inférieur du Haut-Atlas marocain, 199, 320.
 DUBERTRET L. Manifestations de desquamation observées en Rhodésie du Sud et en Haute-Égypte, 84, 69. — Prés. d'ouv., 96, 274.
 DUBOIS P. Voir BONNET A., 194. — Stratigraphie du Cambro-Ordovicien du Tassili N'Ajjer (Sahara central), 195, 206.
 DUCASSE O. et VIGNEAUX M. Considérations biostratigraphiques sur les Ostracodes des couches alternantes de l'Éocène moyen et supérieur au Sud de Bordeaux, 28, 109.
 DU DRESNAY R. Voir COLAS DES FRANCS E., 171. — A propos des structures rapportées aux « *Collenia* » dans la série « adoudounienne » du Haut-Atlas marocain oriental, 192.
 DUÉE G. Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Torrici, Sicile nord-orientale), 294, 568.
 DUPARQUE A. Nécrologie, 157, 362.
 DURAND J.-P. Quelques particularités des brèches de Saint-Antonin près d'Aix-en-Provence, 71.
 DURAND J.-P. et TEMPIER Cl. Sur la présence de faciès du type purbeckien sur le versant méridional du chaînon de Sainte-Victoire, près d'Aix-en-Provence, 122.
 DURAND S. et PELHATE A. A propos des microfossiles des sédiments flandriens du Massif armoricain, 167.
 DURAND DELGA M. Au sujet du sillon méso-méditerranéen du Flysch au Crétacé et au Nummulitique, 45. — Obs. comm. Ph. OLIVE, 120. — Obs. comm. J.-Cl. GRIFFON et R. MOUTERDE, 137. — P. FALLOT, sa vie, son œuvre, 157, 217. — Obs. comm. F. ELLENBERGER, 184. — Voir SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., 191, 290. — Obs. comm. M. CASTERAS et P. VIALARD, 231. — Obs. comm. A. CAIRE, 557. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 708.
 DUROZOT G. Résultats de sondages de reconnaissance dans la plaine de Bône, 210.

E

- Échinides.** ROMAN J., 618.
Edembo-Emi Lulu. GUÉRANGÉ B., 182.
Eglab. DOURTHE P. et SERRA O., 127.
Égypte (Haute-). DUBERTRET L., 69.
 ELLENBERGER F. Obs. comm. M. MATTAUER et L. THALER, 8. — Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (« molasses de Thézan », etc.) et jeux de failles tardifs, 183. — Obs. comm. D. CURRY, 248. — Obs. comm. P. BORDET, 261. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 708.
 ELMI S. Voir BUSNARDO M., 16. — Les marnes du Jurassique moyen et l'Argovien entre Aubenas et le col de l'Escrinet (Ardèche), 103. — Voir DAVID L., 219.
Enallaxie. LIENHARDT G., 101.
 ENGELHARDT W. VON. Prés. d'ouvr., 207.
Escène. CORROY G. et TOURAINE F., 77. — DUCASSE O. et VIGNEAUX M., 109. — KLINGEBIEL A., 111. — MANGIN J.-Ph., 212. — ROMAN J., 518. — Touraine F., 90. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 159.
 — **inférieur.** MICHEL J.-P., 580. — VEILLON M., 268.
 — **moyen.** KAEVER M., 188.
Escornebéou. SZÖTS E., 215.
Escrinet (Col de l'). ELMI S., 103.
Eskişehir (région d'). ROMAN J., 518.
Espagne. BAUDRIMONT A.-F. et BEAUVAIS M., 271. — BOULIN J., 291. — BOUYX E., 64. — CHAUVE P., 271. — DIDON J., 284. — FEUILLÉE P., 74. — FEUILLÉE P. et GRAMBAST L., 202. — FOUCAULT A., 599. — MIROUSE R. et PILLET J., 474. — MOULIN M., 216. — PAQUET J., 74. — SITTER L. U. DE, 253.
Étage (notion d'). MANGIN J.-Ph., 212.
« Eurite ». THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P., 72.
Europe centre-occidentale. FALKE H., 463.
Évaporites (genèse). FABRE J., 9.

F

- FABRE J. La genèse du gypse viséen de Tindouf (Sahara nord-occidental) dans la perspective de L. L. Sloss, 9. — Obs. comm. G. LIENHARDT, 108. — Obs. comm. A. R. MEUNIER, 500.
 FABRE-TAXY S. Les Ammonites du Coniacien et du Santonien du bassin du Beausset (Var), 223.
 FAIRBRIDGE Rh. W. Discussion sur la datation par radiocarbone de tourbes flamandaises de la côte bretonne (À propos d'une note de MM. J. Bourcart et G. Boillot), 138.
 FALKE H. La question des conditions probables du climat de l'Autunien et du Saxonien de l'Europe centrale et occidentale, 218, 463.
Faluns d'Anjou. BALAVOINE P., 229.
 FANTINET D. Prés. d'ouvr., 206.
ferrallitiques (Sols rouges). BUTTERLIN J., 109.
« Ferretto ». GABERT P., 22.
 FEUGUEUR L. Présence d'une faune marine dans les assises infra-gypseuses (Ludien) de la butte de L'Hautil (Seine-et-Oise), 256, 514.
 FEUGUEUR L. et LE CALVEZ Y. Présence de Miocène dans le « tunnel ferroviaire de Monaco », entrée de Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes), 66, 21.
 FEUILLÉE P. Le Cénomanien de la région d'Oña (province de Burgos, Espagne), 74.
 FEUILLÉE P. et GRAMBAST L. Présence d'*Atopochara multivolvus* PECK dans le Cénomanien d'Oña (prov. de Burgos, Espagne), 202.
Finales. BLOCH J.-P., 63.
Finistère (Dpt). MÉTAIS D., 387.

- FISCHER J.-Cl. Sur l'origine du niveau à coquilles paludiformes du Bathonien de l'Indre, 81. — Sur les divisions du Dogger dans la vallée de la Creuse (Indre). Corrélations avec le Sud-Est du bassin parisien, 288, 588.
 FISCHER W. Prés. d'ouvr., 173.
Flandrien. SAUVAGE J., 28 (err., 80).
 — (microfossiles). DURAND S. et PELHATE A., 167.
 — (Tourbes). FAIRBRIDGE Rh. W., 138.
 FLANDRIN J. Sur l'origine des « grès numidiens » des régions littorales d'Afrique du Nord, 105.
 FLANDRIN J. et CHAPPELLE J. Prés. d'ouvr., 35.
Fluorine. THIÉBAUT J., BULLE J. et MORRE N., 225.
 — **authigène.** PARENT Ch. et PARENT-VAAST J., 58.
Flysch. AUBOUIN J., 629.
 — à quartzites. GRANDJACQUET Cl., 115.
 FONTAINE H. Remarque sur la géologie de la province de Quang-Nam (région de Tourane, Viet-Nam), 93.
Font-des-Vaches (Roches éruptives). VATIN-PÉRIGNON N., 355.
Fontjoncouise (Unité de). CASTÉRAS M. et VIALARD P., 230.
Foraminifères. CURRY D., 247. — JULIUS Ch., 139, 266. — KAEVER M., 188. — KLASZ I. DE, 123. — LE CALVEZ Y., 247. — MARIE P., 124. — SZÖTS E., 161. — VEILLON M., 268.
Fort-de-Polignac (bassin de). CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A., 449.
 FOUCAULT A. Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (prov. de Grenade, Espagne), 286, 599.
 FOUET R. Voir POMEROL Ch., 275.
France (Carte métallogénique). LAFFITTE P. et PERMIGET F., 481.
Frasnien. LARDEUX H., PILLET J. et SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., 111.
 — **supérieur.** HOLLARD H., 41.
 FREYTET P. Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Montplaisir, près Thézan (Aude) et description de la charnière d'*Unio biveri* MATHERON, 283.
 FUNNELL B. M. Voir LARWOOD G. P., 236.
 FURON R. Allocution présidentielle, 5. — Prés. d'ouvr., 96. — Obs. comm. G. MENNESSIER, 49.

G

- GABERT P. Un problème de l'altération quaternaire : le « ferretto » de l'Italie du Nord, 22.
Gabon. KLASZ I. DE, 123.
Galamus (chaînon de). OLIVE Ph., 118.
Galéria. KRYLATOV S., 158.
Galets éolisés. BONGRAND M.-O., DARS E. et SOUGY J., 210.
 GANDILLOT J. [Présentation de photographies aériennes], 7. — Photo aérienne, hydrologie et sous-écoulement, 182.
Gara Sayada (Série de la). DOURTHE P. et SERRA O., 127.
Garonne (Haute-) (Dpt). ASTRE G., 90.
 GAUTHIER S. Prés. d'ouvr., 257.
Géomorphologie. MEUNIER A.-R., 492.
Géosynclinaux. AUBOUIN J., 629.
 GÉTREAU Cl. Prés. d'ouvr., 131.
 GÈZE B. Obs. comm. P. BIROT et J. PINTA, 22.
 GIGOUT M. Vérification de la datation de deux dépôts quaternaires de Rabat (Maroc), 228.
Ginasservis. CORNET C., 424.
 GINSBURG L. Prés. d'ouvr., 257.

- Giraffidés** ARAMBOURG C., 61.
- GIRAUD P.** Les charnockites et les roches associées au Suggarien à faciès en Ouzzal, 100, 165.
- Gironde** (Dpt). DUCASSE O. et VIGNEAUX M., 109. — JULIUS Ch., 266. — PAQUEREAU M.-M., 102. — SAUVAGE J., 28 (err., 80). — VEILLON M., 268. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 13, 94, 159, 231 (err., 276).
- Glaciaire.** REY R., 220.
- (morphologie). PHILBERT K., 88.
- Glaciations.** MATSCHINSKI M., 25.
- GLANGEAUD L. Prés. d'ouvr., 17. — Voir PRUVOST P., 66. — Attribution du *Prix Fontannes* à M. A. CAIRE, 155. — Obs. comm. P. BORDET, 260. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 703.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET Cl., BOUSQUET J.-Cl. et AFCHAIN Cl. Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie), 293, 619.
- GLANGEAUD L. et RICOUR J. Compte rendu du V^e congrès de l'Association géologique carpato-balkanique, 210.
- Glaucanie.** PALAUSI G., 91.
- GOGUEL J. Obs. comm. D. CURRY, 248. — Obs. comm. E. CASTOR, H. et G. MENNESSIER, 528. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 703.
- Gothlandien.** MATHIEU G., 11.
- GRAINDOR M.-J. A propos des mouvements varisques dans le Massif armoricain, 54. — Prés. d'ouvr., 142.
- GRAINDOR M.-J. et ROBLOT M.-M. Incertitude quant à l'âge des calcaires de La Meauffe (Manche), 83.
- GRAMBAST L. Remarques sur la systématique et la répartition stratigraphique des *Characeae* prétertiaires, 200. — Voir FEUILLÉE P., 202.
- Grand Cabri.** CORROY G. et TOURAINE F., 77.
- Grande-Rhue** (vallée de la). BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., 60.
- Grande Rousses** (Synclinal médian). BORDET P., 44.
- GRANDJACQUET Cl. Au sujet de la position et de l'origine des masses de granites et de pegmatites de la région côtière tyrrhénienne entre Belvedere et Diamante (Calabre), 113. — Le Flysch à quartzites des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale), 121, 115. — Voir GLANGEAUD L., 293, 619. — Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale), 293, 610.
- Granites.** NICOLAS A., 397.
- (Desquamation). DUBERTRET L., 69.
- orbiculaire. GROLIER J., 174.
- Granitisation.** AUBOUIN J., 629.
- Granulométrie.** ROSFELDER A., 383.
- Graptolites.** HOLLARD H. et WILLEFERT S., 42. — LEGRAND Ph., 201.
- GRAVELLE M. Les affleurements de « séries intermédiaires » dans la région de Silet (Ahaggar occidental, Sahara central), 101, 143. — Voir BOISSONNAS J., 101, 152.
- Grèce.** MERCIER J., 281.
- GRÉKOFF N. Voir KETCHIAN S., 115.
- Grès de Nubie.** (Desquamation). DUBERTRET L., 69.
- GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R. Sur le Lias de l'unité externe de la Dorsale rifaine, au SW de Tetouan, 136.
- GROLIER J. Le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central), 101, 174.
- GUÉRANGÉ B. Sur les massifs rhyolitiques pharusiens de la région d'Edembo-Emi Lulu (Ahaggar oriental), 182.
- Gurp** (Littoral). PAQUEREAU M.-M., 102.
- Gypses antéludiens** (Dissolution). SOYER R., 432.

H

- Haïti.** BUTTERLIN J., 109.
- Hampshire** (bassin du). CURRY D., 247.

- HANZAWA S. Prés. d'ouvr., 275.
- Hauterivien.** THOMEL G., 468.
- Helette** (Pegmatite de). BOULANGER D. et DEICHA G., 179.
- Hématite.** COURTY G., 85.
- Hérault** (Dpt). ELLENBERGER F., 183. — MATTAUER M. et THALER J., 7. — POIGNANT A., 34.
- HILTERMANN. H. Prés. d'ouvr., 206.
- Himalaya.** BORDET P., 259.
- HOFER H. Voir THENIUS E., 115.
- Hoggar. BIROT P. et PINTA J., 21. — RANOUX J., 99. — ROGNON P., 186. — Voir *Ahaggar*.
- HOLLARD H. Caractère transgressif du Frasnien supérieur dans le Maïder (Maroc présaharien), 41.
- HOLLARD H. et WILLEFERT S. Présence de *Monograptus hercynicus* PERNER dans le Silurien du Tafilalt (Maroc), 42.
- HOLTEDAHL O. Prés. d'ouvr., 236.
- Hongrie.** SZÖTS E., 161.
- HOUCQ V. Nécrologie, 209.
- HUPÉ P. A propos des sols polygonaux et striés des Pyrénées, 228.
- HUVELIN P. Sur l'âge viséen supérieur des schistes de Kettara et du jbel Sarhlef (Jebilet centrales, Maroc), 290.
- Hydrogéologie.** GANDILLOT J., 182.
- Hystriosphæridées.** DEUNFF J., 216.

I-J-K

- IAWORSKY G. L'industrie à bifaces et le niveau marin de 22 m à Nice, 197.
- Iléattène** (Granite de). KARPOFF R., 166.
- « **Ilerdien** ». MANGIN J.-Ph., 212.
- Ile-et-Vilaine** (Dpt). DURAND S. et PELHATE A., 167.
- Inclusions fluides.** ALLÈGRE Cl., 178. — BOULANGER D. et DEICHA G., 179. — DEICHA G., 388.
- Indre** (Dpt). FISCHER J.-Cl., 8, 588.
- infracambrien.** BOURGUET L., LELONG Fr. et LERMUZEUX A., 11. — PALAUSI G., 91.
- Infra-gypseuses** (Assises). FEUGUEUR L., 514.
- Inkisi** (Grès de l'). PALAUSI G., 91.
- In Ouzzal** (Faciès). GIRAUD P., 165.
- Isère** (Dpt). BORDET P., 44.
- Italie.** AFCHAIN Cl., 287. — BOUSQUET J.-Cl., 370, 603. — CAIRE A., 233, 545. — DUÉE G., 568. — GABERT P., 22. — GLANGEAUD L., GRANDJACQUET Cl., BOUSQUET J.-Cl. et AFCHAIN Cl., 619. — GRANDJACQUET Cl., 113, 115, 610. — GUILLAUME A., 270. — LORENZ Cl., 233, 50. — MICHEL R. et NICOLAS A., 227. — MICHARD A. et VIALON P., 345. — PAREA G. et WEZEL F., 379. — TRUILLET R., 559.
- JACOB A. Voir JEKHOWSKY B. DE, 184.
- JACQUIN M. Voir THÉOBALD N., 199.
- JACQUIN J.-P. Voir THIÉBAUT J., 72.
- Jaxu.** VIÉ G., 164.
- Jbel Isko.** DESTOMBES J., 127.
- Jebel Dersa.** LEIKINE M., 135.
- Jebilet.** HUVELIN P., 290.
- JEKHOWSKY B. DE et JACOB A. Aperçu palynologique sommaire sur le Paléogène du bassin de Paris, 184.
- JEKHOWSKY B. DE et TAUGOURDEAU Ph. Présence de Chitinozoaires dans le Silurien de quelques forages d'Aquitaine, 104.
- JODOT P. Nécrologie, 209.
- Jolimont** (Faille oblique de). ASTRE G., 90.
- Jonquières** (Unité de). CASTÉRAS M. et VIALARD P., 230.
- JOUBE B., LANSIART A., LETOLLE R. et MORUCCI J. C. Utilisation de la radioactivité naturelle du potassium

- pour son dosage dans les roches par spectrométrie gamma, 285, 533.
- Joux (Forêt de).** WEBER Chr., 93.
- JULIUS Ch.** Sur une nouvelle variété de *Nonion* du Miocène supérieur d'Aquitaine, 139. — Les Foraminifères du gisement burdigalien des Bougès (Gironde), 266.
- Jura.** RANGHEARD Y., 15.
- Jura (Dpt).** BLAISON J. et THÉOBALD N., 250. — LIENHARDT G., 101. — THÉOBALD N. et JACQUIN J.-P., 199. — THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P., 72. — WEBER Chr., 93.
- Jurassique.** KORNPROBST J., 133.
- **moyen.** ELMI S., 103.
- **supérieur.** GUIEU G., 164. — MERCIER J., 281.
- **Paléocène (Série).** BLOCH J.-P., 63.
- Kaboul.** KAEVER M., 188. — MENNESSIER G., 40.
- KAEVER M. Observations sur une faunule de Nummulites découverte à l'Est de Kaboul (Afghanistan), 188.
- KARPOFF R. Prés. d'ouv., 47. — Le granite nigrilien d'Iléattène dans l'Adrar des Iforas (Sahara central), 166.
- Kersantites.** MÉTAIS D., 387.
- KERVUAN L. Prés. d'ouv., 143.
- KETCHIAN S., GRÉKOFF N., DEROO G. et WILM C. Prés. d'ouv., 115.
- Kettara (Schistes de).** HUVELIN P., 290.
- KLASZ I. DE. Présence de *Globotruncana concavata* (BROTZEN) et *Gl. concavata carinata* DALBIEZ (Foraminifères) dans le Coniacien du Gabon (Afrique équatoriale), 123.
- KLINGEBIEL A. Lithostratigraphie comparée du Sidérolithique nord-africain et des formations éocènes du Bordelais, 111.
- Klipes sédimentaires.** GRANDJACQUET Cl., 113.
- KOBAYASHI T. Prés. d'ouv., 237.
- KORNPROBST J. Coup d'œil sur la série jurassique au S de Souk-el-Telata (Sierra del Hauz, Rif septentrional, Maroc), 133.
- KOSTER E. Prés. d'ouv., 48.
- KRYLATOV S. Sur le volcanisme dinantien de la tour Margine, près Galéria (Corse), 158.
- KULLMANN J. Prés. d'ouv., 18.
- L**
- Lacourt.** DEBEAUX M., THIÉBAUT J. et WEPPE M., 529.
- LAFFAILLE J. Réalité de l'existence d'une faille dans les calcaires portlandiens de la Haute-Marne, entre Rizaucourt et Cirey-sur-Blaise, 248.
- LAFFITTE P. et PERMINGEAT F. Maquette d'une carte métallogénique de France au 2 500 000^e, 246, 481.
- LAFUSTE J. Voir SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., 191, 290.
- LAGNEAU-HÉRENGER L. Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé inférieur, 168.
- Lamellibranches.** FREYET P., 283. — LECOINTRE G. et RANSON G., 288.
- Landes (Dpt).** CHEVALIER J.-P., 169. — Szöts E., 215.
- LANSIART A. Voir JOUVE B., 285.
- LAPPARENT A. F. DE. Allocations présidentielles, 4, 145.
- [Stratigraphie du Spitzberg, présentation de vues du Hornsund, du Bellsund et de l'Isfjord], 37.
- LARDEUX H., PILLET J. et SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. Sur l'extension orientale du Frasnien dans le synclinal d'Ancenis (Sud-Est du Massif armoricain), 111.
- LARWOOD G. P. et FUNNELL B. M. Prés. d'ouv., 236.
- Larzac.** DOUBINGER J., 162.
- Lessay.** PONCET J., 121.
- LE CALVEZ Y. Voir FEUGUEUR L., 66, 21. A propos d'*Amphistegina abrardi* LE CALV., 247.
- LECOINTRE G. Attribution du *Prix Lamothe*, 152, remerciements, 154.
- LECOINTRE G. et RANSON G. *Ostrea offreti* KILIAN 1889 du Miocène circumméditerranéen, 204, 288.
- LEENHARDT O. Essais du sondeur sous-marin « thumper » sur la « Calypso » au large de Marseille, 181.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire, 189, 82.
- LEGRAND Ph. Découverte de *Monograptus hercynicus* (PERNER) dans les chaînes d'Ougarta, 190, 201. — Voir CHAUMEAU J., 218, 449.
- LEHMAN J.-P. Attribution du *Prix Gaudry* à M. J. PIVETEAU, 149.
- LEIKINE M. A propos du Lias du Jebel Dersa, au N de Tetuan (Maroc), 135.
- LELONG Fr. Voir BOURGUET L., 11.
- LELUBRE M. Problèmes de la géologie de l'Antécambrien en Ahaggar (Sahara central), 99, 133.
- LE MAÎTRE D. Découverte de nouveaux gisements africains de *Pustulatia pustulosa* (HALL). Répartition géographique et stratigraphique de ce Brachiopode en Afrique, 190.
- LERMUZEAUX A. Voir BOURGUET L., 11.
- LESSARD L. Les séries primaires des Tassilis Ou-n-Ahaggar du Sud du Hoggar entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas (Sahara méridional), 271, 501.
- L'Étoile (Calcaires de).** GUIEU G., 164.
- LETOLLE R. Sur les blocs observés dans les alluvions quaternaires du bassin de Paris, 61. — Voir JOUVE B., 285, 533.
- L'Hautil (Butte de).** FEUGUEUR L., 514.
- Lias.** BORDET P., 44. — GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R., 136. — LEIKINE M., 135. — PARENT Ch. et PARENT-VAAST J., 58.
- **inférieur.** DUBAR G., 320.
- **(Calcaires).** FONTAINE H., 93.
- Libye.** ARAMBOURG C., 61, 107.
- LIENHARDT G. Subsidence et enallaxie : deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura), 117, 101.
- Limnologie.** PAREA G. Cl. et WEZEL F. C., 379.
- Loire (Dpt).** CHENEVOY M., 409.
- **(estuaire de la).** BERTHOIS L., 403.
- **Atlantique (Dpt).** MATHIEU G., 11.
- LOMBARD J. [Compte rendu de l'Assemblée générale du Comité national français de Géologie], 54. — [Annonce de la création de l'Union internationale des Sciences géologiques], 70. — [Informations sur l'Union internationale des Sciences géologiques (I. U. G. S.)], 277.
- Longwy (Sondage de).** YAPAUDJIAN L., 125 (err., 207).
- Lons-le-Saunier.** BLAISON J. et THÉOBALD N., 250. — LIENHARDT G., 101.
- LORENZ Cl. Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo), 130, 50. — Sur la présence d'un sol forestier fossile à la base de la série oligocène de Cassinelle (Italie, prov. d'Alessandria), 233.
- Lotharingien.** BLAISON J. et THÉOBALD N., 250.
- LOTZE F. et WOLBURG J. Prés. d'ouv., 294.
- Lucanie méridionale (origine des flyschs et nappes).** GLANGEAUD L., GRANDJACQUET Cl., BOUSQUET J. Cl. et AFCHAIN Cl., 619.
- LUCAS G. Obs. comm. J. FABRE, 11.
- Ludien marin.** FEUGUEUR L., 514.
- Lutétien.** CURRY D., 247. — LE CALVEZ Y., 247. — PATTE E., 487. — Szöts E., 24. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 94.
- **marin.** VEILLON M. et VIGNEAUX M., 129.
- Lyon.** MEIN P., RUSSO Ph. et VIRET J., 289.

M-N

- MACAU VILAR F. et AGUILA Y GOICOECHA A. DEL. Prés. d'ouvr., 96.
- Macédoine. MERCIER J., 281.
- McKENNA M. C. Voir RUSSELL D. E., 131, 274.
- Madréporaires. CHEVALIER J.-P., 169, 266. — SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., LAFUSTE J. et DURAND DELGA M., 290.
- Maestrichtien. DURAND J.-P., 71. — MATHIEU G., 31.
- Magmatisme. AUBOUIN J., 629.
- MAGNIER Ph. Voir ARNOULD-SAGET S., 189, 283.
- Maidier. HOLLARD H., 41.
- Maine-et-Loire (Dpt). BALAVOINE P., 229. — MATHIEU G., 11.
- Majeur (lac). PAREA G. et WEZEL F., 379.
- Malaga (Nappe de). BOULIN J., 291.
- Mammifères. ARAMBOURG, 61, 107. — ARNOULD-SAGET S. et MAGNIER Ph., 283. — RUSSELL D. E. et McKENNA M., 274.
- Manche (Dpt). GRAINDOR M.-J. et ROBLLOT M.-M., 83. — PONCET J., 121. — ROBLLOT M.-M., 27.
- MANGIN J.-Ph. Prés. d'ouvr., 173. — Remarques sur la notion d'étage, à propos de l'« Ilerdien » et du « Biarritzien », 212.
- MANSFIELD L. L. Prés. d'ouvr., 236.
- MARAUX E. Nécrologie, 21.
- MARIE P. Présence de *Globotruncana elevata* (BROTZEN) dans le Santonien des Corbières, 124.
- Marne (Dpt). MICHEL J.-P., 580.
- Marne (Haute-) (Dpt). LAFFAILLE J., 248.
- Margine (tour). KRYLATOV S., 158.
- Maroc. COLAS DES FRANCS E., DEVRIÈS A. et DU DRESNAY R., 171. — DESTOMBES J., 127. — DU DRESNAY R., 192. — DUBAR G., 320. — GIGOUT M., 228. — GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R., 136. — HOLLARD H., 41. — HOLLARD H. et WILLEFERT S., 42. — HUVELIN P., 290. — KORNPROBST J., 133. — LEIKINE M., 135.
- Mars (Vallée du). BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., 60.
- Marseille. LEENHARDT O., 181.
- MASSIEUX M. Faciès à Algues dans l'Yprésien du bassin d'Albas (Aude), 40.
- Massif armoricain. GRAINDOR M.-J., 54. — LARDEUX H., PILLET J. et SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., 111. — MATHIEU G., 11. — PILLET J., 457. — ROBLLOT M.-M., 27.
- Massif central. CHENEVOY M., 409.
- MATHIEU G. Sur la structure des poches de Tertiaire contenues dans le Maestrichtien de la presqu'île de Valières à Saint-Georges-de-Didonne (Charente-Maritime), 31. — Un tableau stratigraphique du Primaire sur la bordure nord du bassin d'Aquitaine. Identification du Gothlandien, 45, 11.
- MATSCHINSKI M. Décalage des glaciations des hémisphères Nord et Sud et changement du niveau des océans, 25.
- MATTAUER M. Sur l'allure du sillon eugéosynclinal d'Afrique du Nord, 32. — Obs. comm. Ph. OLIVE, 119. — Obs. comm. J.-Cl. GRIFFON et R. MOUTERDE, 137.
- MATTAUER M. et THALER L. Découverte d'œufs et d'os de Dinosaures dans le Crétacé terminal des environs de Montpellier (Hérault), 7.
- Mauritanie. BONGRAND M.-O., DARS R. et SOUGY J., 210. — BOURGUET L., LELONG Fr. et LERMUZEUX A., 11. — DESTOMBES J.-P. et SPINDLER J.-P., 186. — DROT J., 257.
- Meauve (Calcaires de la). GRAINDOR M.-J. et ROBLLOT M.-M., 83.
- Méditerranée. LECOINTRE G. et RANSON G., 288.
- MEIN P., RUSSO Ph. et VIRET J. Situation stratigraphique des couches à Rhinocéros de la région moyenne de la Croix-Rousse à Lyon, 289.
- MENNESSIER G. Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan), 85, 40.
- MENNESSIER G. et H. Voir CASTOR E., 280, 525.
- MERCIER J. Sur l'âge des ophiolites de la Macédoine centrale (Grèce), 281. — Obs. comm. J. AUBOUIN, 711.
- MÉTAIS D. Les roches filoniennes basiques de la rade de Brest (Bretagne) : kersantites et dolérites, 190, 387.
- Métalogénie. COURTY G., 85. — DEBEAUX M., THIÉBAUT J. et WEPPE M., 527. — THIÉBAUT J., BULLE J. et MORRE N., 225. — VIÉ G., 164.
- (Carte). LAFFITTE P. et PERMINGEAT F., 481.
- Métamorphisme. AUBOUIN J., 629. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 159. — MICHARD A. et VIALON P., 345.
- MEUNIER A.-R. Contribution à l'étude géomorphologique du Nord-Est du Brésil, 261, 492.
- MICHARD A. Obs. comm. M. MATTAUER et L. THALER, 8.
- MICHARD A. et VIALON P. Gneiss, marbres, prasinites en coussins et polymétamorphisme dans la partie sud-ouest du massif Dora-Maira (Alpes cottiennes piémontaises), 95, 345.
- MICHEL J.-P. Contribution de la sédimentologie à la stratigraphie de l'Éocène inférieur dans le Sud-Est du bassin Parisien, 288, 580.
- MICHEL P. Attribution du *Prix Bertrand*, 150 ; remerciements, 151.
- MICHEL R. et NICOLAS A. Textures et débits en coussins (pillow-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises), 227.
- Microcodium (Récifs à). PAQUET J., 106.
- Micropaléontologie (Briovérien). ROBLLOT M.-M., 27.
- Militello-Tortorici. DUÉE G., 568.
- MILLIÈS-LACROIX A. Voir SAURIN E., 128.
- Minéraux lourds. POMEROL Ch., 286.
- Miocène. FEUGUEUR L. et LE CALVEZ Y., 21. — GRAND-JACQUET Cl., 113. — LECOINTRE G. et RANSON G., 288.
- inférieur. CARALP M. et VIGNEAUX M., 140.
- supérieur. JULIUS Ch., 139.
- MIROUSE R. et PILLET J. Trilobites dévonien de la partie occidentale de la zone axiale pyrénéenne, 221, 474.
- MONGIN D. Les Lamellibranches mésozoïques du « Continental intercalaire » du Sahara, 265.
- Monaco (Tunnel ferroviaire). FEUGUEUR L. et LE CALVEZ Y., 21.
- Montalivet. SAUVAGE J., 28 (err., 80).
- Mont-d'Or lyonnais. DAVID L. et ELMI S., 219.
- Montien. CORROY G. et TOURAINE F., 77.
- Montpellier (environs de). MATTAUER M. et THALER L., 7.
- Morphologie glaciaire. HUPÉ P., 228. — REY R., 220.
- MORRE N. Voir THIÉBAUT J., 225. — Sur deux roches paléo-volcaniques découvertes par sondages profonds dans le Nord de la France (Somme et Oise), 267.
- MORUCCI J. C. Voir JOUVE B., 285.
- Morvan. CARRAT H. G., 278.
- Moselle (Dpt). PERRIAUX J. et MÜLLER E. M., 625.
- MOULIN M. Formation discordante du Rio Palomar (prov. de Teruel, Espagne), 216.
- Mournans. THÉOBALD N. et JACQUIN M., 199.
- MOUTERDE R. Voir GRIFFON J., 136.
- Moyen Atlas tabulaire. COLAS DES FRANCS E., DEVRIÈS A. et DU DRESNAY R., 171.
- MÜLLER E. M. Voir PERRIAUX J., 286, 625.
- Nécrologie. ADKINS W. J., 145. — BARBIER A., 178. — BARRABÉ L., 36. — BLANC A. C., 145. — BOURRET R., 145. — BRUET E., 145. — CLARIOND L., 258. — COURRIÈRE F., 81. — DERVILLE H., 117. — DONCIEUX L., 145, 325. — DONDEY P., 258. — DRUART L., 209. —

DUPARQUE A., 145, 362. — FALLOT P., 145, 217. — HOURCQ V., 209. — JODOT P., 209. — KOCH P., 146. — MARAUX E., 21, 146. — MECQUENEM R. DE, 145. — PALM Q. et M^{me} PALM-LAZARD, 6, 146. — PARÉJAS P., 246. — POIRÉE E., 157. — SCHATSKY N. S., 145. — SCHENCK H. G., 146. — STAUB R., 209. — TERCIER J., 209.

Néocomien. MOULIN M., 216.

Nice. IAWORSKY G., 197. — THOMEL G., 468.

Nickel. FONTAINE H., 93.

NICOLAS A. Granites et diorites de la région de Senones (Vosges), 199, 397. — Voir MICHEL R., 227.

Nièvre (Dpt). CARRAT H. G., 278.

Nigritien (Granite). KARPOFF R., 166.

Nods. BULLE J. et ROLLET M., 251.

Notice biographique. GENTIL L., 245.

NOUET G. Voir REY M., 18.

Nouvelle Guinée hollandaise. GANDILLOT J., 7.

Novara di Sicilia. TRUILLET R., 559.

NOVOJLOV N. Voir TCHERNICHEVA N. E., 238.

Numldien (Grès). FLANDRIN J., 105.

Nummulites. KAEVER M., 188.

Nummulitique. MENNESSIER G., 40.

NYE J. F. Prés. d'ouv., 236.

O

Œufs de Dinosaures. MATTAUER M. et THALER L., 7. — PLAZIAT J.-Cl., 196. — TOURAINE F., 265.

Oise (Dpt). MORRE N., 267.

Oiseaux (Œufs d'). TOURAINE F., 90.

Oligocène. ARNOULD-SAGET S. et MAGNIER Ph., 283. — LORENZ Cl., 233, 50. — SZÖTS E., 215.

OLIVE Ph. Sur la stratigraphie et la structure du chaînon calcaire de Galamus (Aude et Pyrénées-Orientales), 118.

Oña (région d'). FEUILLÉE P., 74. — FEUILLÉE P. et GRAMBAST L., 202.

Ophiolites. AFCHAIN Cl., 217. — AUBOUIN J., 629. — MERCIER J., 281.

ORCEL J. Prés. d'ouv., 207.

ORGEVAL M. et COUDERC J. Prés. d'ouv., 143.

Orne (Dpt). ROBLOT M.-M., 27.

Orosei. CHEVALIER J.-P., 266.

Ostracodes. DUCASSE O. et VIGNEAUX M., 109.

Ougarta (Chaînes d'). LEGRAND Ph., 201.

OULIANOFF N. Obs. comm. P. BORDET, 261.

P

PALAUZI G. Sur la présence de glauconie dans le niveau supérieur des grès de l'Inkisi (Congo), 91.

Paléoclimatologie. BIROT P. et PINTA J., 21. — FALKE H., 463. — GÖBERT P., 22. — ROGNON P., 186.

Paléogène. JEKHOVSKY B. DE et JACOB A., 184. — SZÖTS E., 161. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 231 (err., 276).

paléohydrographique (Réseau). BOISSE DE BLACK DU CHOUCHET Y., 60, 77.

Paléolithique à bifaces. IAWORSKY G., 197.

Paléozoïque. BOULIN J., 291. — LESSARD L., 501. — MATHIEU G., 11.

PALISSY B. Prés. d'ouv., 207.

PALM Q. A. et Cl. Nécrologie, 6.

Palomar (Rio). MOULIN M., 216.

paludiformes (Mollusques). FISCHER J.-Cl., 81.

Palynologie. DOUBINGER J., 162. — JEKHOVSKY B. DE et JACOB A., 184. — PAQUEREAU M.-M., 102. — SAUVAGE J., 28 (err., 80).

PAQUEREAU M.-M. Documents palynologiques sur le littoral du Gup à Dépet (Gironde), 102.

PAQUET J. Observations sur l'« écaille de Virac » et sur la présence de récifs à *Microcodium* au N du sillon d'Alès (Ardèche), 106. — Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au SE de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne), 121, 74.

PAREA G. Cl. et WEZEL F. C. Étude granulométrique et minéralogique de douze échantillons de boue du fond du lac Majeur (Haute Italie), 142, 379.

PARÉJAS P. Nécrologie, 245.

PARENT Ch. et PARENT-VAAST J. Sur un exemple de fluorine authigène dans le Lias du détroit de Rodez, 58.

PARENT-VAAST J. Voir PARENT Ch., 58.

Parisien (Bassin). CURRY D., 247. — FISCHER J.-Cl., 588. — JEKHOVSKY B. DE et JACOB A., 184. — LAFAILLE J., 248. — LE CALVEZ Y., 247. — LETOLLE R., 61. — MICHEL J.-P., 580. — PATTE E., 487. — POMEROL Ch., 286. — SIGNEUX J., 417. — SOYER R., 432.

PARSY C. Voir BRÉMOND R., 115.

PASCOE E. H. Prés. d'ouv., 236.

Paterna (Unité de). CHAUVE P., 271.

PATTE E. Sur les concrétions siliceuses du Crétacé supérieur de la Charente, 214. — Un troisième exemplaire d'*Imhoffius lutetianus* CHABANAUD, 253, 487. — Les gros blocs de roches cristallines dans les alluvions du Poitou, 262.

Pédologie. BIROT P. et PINTA J., 21. — GABERT P., 22. — LORENZ Cl., 233.

PELHATE A. Voir DURAND S., 167.

Péloritains (Monts). CAIRE A., 233. — TRUILLET R., 559.

PERMINGEAT F. Voir LAFFITTE P., 246, 481.

Permo-Trias. YAPAUDJIAN L., 125 (err., 207).

PERRIAUX J. et MÜLLER E. M. Quelques directions de courants dans les Buntsandstein de la Sarre et de la Lorraine septentrionale, 286, 625.

Pétrographie sédimentaire. CARIOU E., 38. — COURTY G., 85. — DURAND J.-P., 71. — KLINGEBIEL A., 111. — MICHEL J.-P., 580. — PALAUZI G., 91. — ROSEFELDER A., 383.

Pharusien. BLAISE J., 184. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 159, 171. — GUÉRANGÉ B., 182. — LELUBRE M., 133.

PHILBERTH K. Sols polygonaux et striés dans les Pyrénées, 88. — Recherches sur les sols polygonaux et striés, 192.

Photogéologie. GANDILLOT J., 7, 182.

Phanites. ROBLOT M.-M., 27.

Piémont. GABERT P., 22.

Pierre de Caen. DANGEARD L. et RIOULT M., 329.

Pilat (Mont). CHENEVOY M., 409.

PILLET J. Voir LARDEUX H., 111. — Contribution à l'étude des *Homanolotidae* (Trilobites) des grès à *Dalmanella monnieri* (Siegenien inférieur) du Massif armoricain, 218, 457. — Voir MIROUSE R., 221, 474.

«Pillow-lavas». MICHEL R. et NICOLAS A., 227.

PINTA J. Voir BIROT P., 21.

PIVETEAU J. Attribution du *Prix Gaudry*, 149 ; remerciements, 150. — Prés. d'ouv., 173.

PLAZIAT J.-Cl. Présence d'œufs de Dinosaures dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas (Aude), 196.

Pliocène. CHEVALIER J.-P., 266. — DUROZOY G., 210. — ELLENBERGER F., 183. — POIGNANT A., 34.

POIGNANT A. Sur le Pliocène marin des environs de Cessenon (Hérault), 34. — Découverte de nouveaux affleurements albiens sur la colline ophitique d'Urt (Basses-Pyrénées), 157. — Observations sur le Crétacé inférieur de l'Aude et des Basses-Pyrénées, 222.

POIRÉE E. Nécrologie, 157.

Poissons. PATTE E., 487. — SIGNEUX J., 417.
Polypiers. BAUDRIMONT A.-F. et BEAUVAIS M., 271.
POMEROL Ch. Existence de deux provinces pétrographiques dans le bassin de Paris, à l'Albien et au Cénomanien, 286.
POMEROL Ch. et FOUET R. Prés. d'ouv., 275.
PONCET J. Un témoin de Cénomanien dans la région de Lessay (Manche), 121.
Pontien. MEIN P., RUSSO Ph. et VIRET J., 289.
Portlandien. LAFFAILLE J., 248.
Potassium (dosage par spectrométrie gamma). JOUVE B., LANSIART A., LÉTOLE R. et MORUCCI J. C., 533.
Prasinite. MICHEL R. et NICOLAS A., 227.
Prasinites en coussins. MICHAUD A. et VIALON P., 345.
Précambrien. BOUYX E., 64. — SITTER L. U. DE, 253.
Pressions intracrystallines. DEICHA G., 338.
PRUVOST P. Voir DELATTE Ch., 157, 363.
PRUVOST P., GLANGEAUD L. et ROUTHIER P. Prés. d'ouv., 66.
Purbeckien. BULLE J. et ROLLET M., 261. — DURAND J.-P. et TEMPIER Cl., 122.
Pyrénées. SEGONZAC G., 437.
 — (*Basses-*) (Dpt). BOULANGER D. et DEICHA G., 179.
 — DAMESTOY G., 75, 86. — MIROUSE R. et PILLET J., 474. — POIGNANT A., 157, 222. — VIÉ G., 164, 263.
 — *catalanes.* BAUDRIMONT A. F. et BEAUVAIS M., 271.
 — (*Hautes-*) (Dpt). HUPÉ P., 228. — PHILBERT K., 88.
 — *méridionales.* SITTER L. U. DE, 224.
 — (*Orientales*) (Dpt). OLIVE Ph., 118. — ROBERT P., 253.
 — (*zone axiale*). MIROUSE R. et PILLET J., 474.
Pyrrothite. DEBEAUX M., THIÉBAUT J. et WEPPE M., 529.

Q-R

Quang-Nam (Province de). FONTAINE H., 93.
Quaternaire. BONIFAY E., 29. — BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., 60, 77. — DAMESTOY G., 75. — GIGOUT M., 228. — IAWORSKY G., 197. — LÉTOLE R., 61. — PAQUEREAU M.-M., 102. — PATTE E., 262. — REY R., 220. — ROGNON P., 186. — SAUVAGE J., 28 (*err.*, 80). — TRICART J., 59.
Quercy (Phosphorites du). RUSSELL D. E. et McKENNA M., 274.
RAASCH G. O. Prés. d'ouv., 236.
Rabat. GIGOUT M., 228.
RAGUIN E. Prés. d'ouv., 294. — Obs. comm. P. LAFITTE et R. PERMINGEAT, 483.
RANGEARD Y. Représentants du genre *Hecticoceras* du Callovien du Jura franc-comtois, 15.
RANOUX J. [État des recherches géologiques au Hoggar par le Bureau de Recherches minières en Algérie (B. R. M. A.) puis le Bureau de Recherches géologiques et minières (B. R. G. M.)], 99.
RANSON G. Voir LECOINTRE G., 204, 288.
REBOUL Cl. Sur deux petits massifs suggariens présentant certains caractères du faciès In Ouzzal, 100, 162. — Voir BOUVET M., 100, 156, 159, 101, 171.
REMY J. M. [Présentation de diapositifs en couleur d'une nouvelle éruption volcanique dans l'île Lopevi (Nouvelles-Hébrides)], 11.
RENAUD A. Voir CHAUMEAU J., 218, 449.
Résonance paramagnétique nucléaire. ALLÈGRE Cl., 178.
Rétromorphose. CHENEVOY M., 409.
REY M. et NOUET G. Prés. d'ouv., 18.
REY R. Caractère glaciaire du ruisseau du Lander aux environs de Roffiac (Cantal), 220.
Rhodésie du Sud. DUBERTRET L., 69.
Rhône (Dpt). DAVID L. et ELMIS S., 219. — MEIN P., RUSSO Ph. et VIRET J., 289.

Rhyolite. GUÉRANGÉ B., 182.
 — (*métamorphisme*). BOUVET M. et REBOUL Cl., 159.
RICOUR J. Obs. comm. J. FABRE, 11. — [Présentation d'un film en couleur sur le Spitzberg], 37. — Attribution du *Prix de la Fondation Pierre Pruvost*, 156; remerciements, 157. — Voir GLANGEAUD L., 210.
Rif. KORNPROBST J., 133.
rifaine (Dorsale). GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R., 136.
Riom-ès-Montagnes. BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., 77.
RIOULT M. Voir DANGEARD L., 24, 329.
Rizaucourt. LAFFAILLE J., 248.
ROBERT P. Origine des roches calcaïques et des gneiss du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales), 253.
ROBLOT M.-M. L'étage à niveaux charbonneux du Briovérien normand (X^{2a}), 83, 27. — Voir GRAINDOR M.-J., 83.
ROCH E. Obs. comm. A. CAILLEUX, 265.
Roches vertes. AFCHAIN Cl., 287. — MERCIER J., 281.
Rodez (Détrôit de). PARENT Ch. et PARENT-VAAST J., 58.
Roffiac. REY R., 220.
ROGER J. La documentation en géologie, 56.
ROGNON P. Modification de l'altération argileuse depuis la fin du Tertiaire dans le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar), 186.
ROLLET M. Voir BULLE J., 251.
ROMAN J. Échinides éocènes de la région d'Eskisehir (Anatolie occidentale), 264, 518.
Roquebrune-Cap-Martin. FEUGUEUR L. et LE CALVEZ Y., 21.
Roques-Hautes. TOURAINE F., 265.
ROSEFELDER A. Une table de correspondance granulométrique « dimensions métriques-dimensions φ -temps de sédimentation standards », 85, 383.
ROUTHIER P. Voir PRUVOST P., 66. — Attribution du *Prix de la Fondation Pierre Pruvost* à M. J. RICOUR, 156.
Rupt-sur-Moselle. THIÉBAUT J., BULLE J. et MORRE N., 225.
RUSSELL D. E. et McKENNA M. C. Étude de *Parozycloaenus*, Mammifère des phosphorites du Quercy, 131.
RUSSO Ph. Voir MEIN P., 289.
RUSSO Ph. et AUDIN A. — Prés. d'ouv., 295.

S

SAHARA. BIROT P. et PINTA J., 21. — BLAISE J., 184. — BOISSONNAS J. et GRAVELLE M., 152. — BONGRAND M.-O., DARS R. et SOUGY J., 210. — BONNET A. et DUBOIS P., 194. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 156, 159, 171. — CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A., 449. — DELEAU P., 78. — DESTOMBS J.-P. et SPINDLER J.-P., 186. — DOURTHE P. et SERRA O., 127. — DROT J., 257. — DUBOIS P., 206. — FABRE J., 9. — GIRAUD P., 165. — GRAVELLE M., 143. — GROLIER J., 174. — GUÉRANGÉ B., 182. — KARPOFF R., 166. — LESSARD L., 501. — LE MAÎTRE D., 190. — LELUBRE M., 133. — RANOUX J., 99. — REBOUL Cl., 162. — ROGNON P., 186.
Saint-Antonin (Brèches de). DURAND J.-P., 71.
Saint-Boes. VIÉ G., 263.
Saint-Georges-de-Didonne. MATHIEU G., 31.
Saint-Laurent-de-l'Escarène. THOMEL G., 37.
Saint-Maur (Sondage de). MORRE N., 267.
Saint-Maximim. CORNET C., 424.
Saint-Michel-de-Boulogne. BUSNARDO R. et ELMIS S., 16.
Saint-Médard-en-Jalles (Faille de). VEILLON M. et VIGNEAUX M., 13.
Saint-Privat. BUSNARDO R. et ELMIS S., 16.

- Saint-Rémy*. COURTY G., 85.
Sainte-Victoire (Chânon de). DURAND J.-P. et TEMPIER Cl., 122.
Salinité des eaux des sédiments. BERTHOIS L., 403.
Salvador. TRICART J., 59.
Sanginetto (Diabases-porphyrites). BOUSQUET J.-Cl., 370, 603.
San Lorenzo (Série de). GUILLAUME A., 270.
Santonien. FABRE-TAXY S., 223. — MARIE P., 124.
Saône-et-Loire (Dpt). CARRAT H. G., 278.
Sardaigne. CHEVALIER J.-P., 266.
Sarhlef (Jbel) (Schistes du). HUVELIN P., 290.
Sarre. PERRIAUX J. et MÜLLER E. M., 625.
 SARROT-REYNAULD de CRESSENEUIL J. Prés. d'ouvr., 235.
 SAURIN E. et MILLIÈS-LACROIX A. Tectites par 1 270 m de fond au large du Viet-Nam, 128.
 SAUVAGE J. Examen pollinique de tourbes littorales à Montalivet (Gironde), 28 (err., 80).
Savoie (Haute-) (Dpt). DONDEY D., 30.
Saxonien FALKE H., 463.
 SCHINDEWOLF O. H. Prés. d'ouvr., 80.
 SCHWARZBART M. Prés. d'ouvr., 131.
Sédimentation fluviale. CORNET C., 424.
Sédimentologie. BERTHOIS L., 403. — CARIOU E., 38. — DANGEARD L. et RIOULT M., 329. — LIENHARDT G., 101. — MICHEL J.-P., 580. — PAREA G. Cl. et WEZEL F. C., 379. — ROSFELDER A., 383. — SAURIN E. et MILLIÈS-LACROIX A., 128.
 SEGONZAC G. Niveaux à Algues dans le Thanétien des Pyrénées. Corallinacées - Solenoporacées - Squamariacées - *Incertae familiae*, 214 (titre modifié), 437.
Seine (Dpt). SOYER R., 432.
 — *et-Oise (Dpt)*. FEUGUEUR L., 514.
 SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. Voir LARDEUX H., 111.
 SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., LAFUSTE J. et DURAND DELGA M. Madréporaires du Dévonien de Chénoua (Algérois), 191 (titre modifié), 290.
Senones (région de). NICOLAS Ad., 397.
 « **Séries intermédiaires** ». GRAVELLE M., 143.
 SERRA O. Voir DOURTHE P., 75, 127.
Serre (massif de la). THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P., 72.
Sicile. CAIRE A., 233, 545. — DUÉE G., 568. — TRUILLET R., 559.
Sidérolithique. KLINGEBIEL A., 111.
Siegenien inférieur. PILLET J., 457.
 SIGNEUX J. Sur quelques Poissons fossiles du bassin parisien, 195, 417.
Silet (région de). GRAVELLE M., 143.
Silurien. HOLLARD H. et WILLEFERT S., 42. — JEKHOWSKY B. DE et TAUGOURDEAU Ph., 104. — LEGRAND Ph., 201.
Sinémurien. BLAISON J. et THÉOBALD N., 250.
 SITTER L. U. DE. La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales, 224. — Le Précambrien dans la chaîne cantabrique, 253.
Sol fossile. LORENZ Cl., 233.
Sols polygonaux et striés. HUPÉ P., 228. — PHILBERT K., 88.
Somme (Dpt). MORRE N., 267.
Sondages sismiques sous-marins. LIENHARDT O., 181.
 SOUGY J. Voir BONGRAND M.-O., 120, 210.
Souk-et-Telata. KORNPROBST J., 133.
Source sulfo-bitumineuse. VIÉ G., 263.
Sous-écoulement. GANDILLOT J., 182.
 SOYER R. Les dissolutions de gypses antéludiens dans le centre de l'Ile-de-France et leurs dangers pour les constructions, 228, 432.
Spectrométrie gamma (dosage du potassium). JOUVE B., LANSIART A., LÉTOLLE R. et MORUCCI J. C., 533.
 SPEDDING F. H. et DAANE A. H. Prés. d'ouvr., 294.
Spezzano-Albanese. AFCHAIN Cl., 287.
 SPINDLER J.-P. Voir DESTOMBES J.-P., 138, 185.
Spores (?) précambriens. ROBLLOT M.-M., 27.
 STAUB R. Nécrologie, 209.
Stéphanien. LIENHARDT G., 101.
Stipites. DOUBINGER J., 162.
Stratigraphie. MANGIN J.-Ph., 212.
Stura di Viù. MICHEL R. et NICOLAS A., 227.
Subsidence. DELEAU P., 121. — LIENHARDT G., 101.
Suggarien. BLAISE J., 184. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 156, 171. — GIRAUD P., 165. — LELUBRE M., 133. — REBOUL Cl., 162.
 SZÖRS E. Remarques critiques sur l'« Ilerdien » et sur le « Biarritzien » nouveaux étages introduits par L. Hottinger et H. Schaub (1960), 24. — Remarques sur les niveaux à Foraminifères du Paléogène en Hongrie, 161. — Note sur la position stratigraphique des couches d'Escornebœu (Saubusse près Saint-Géours-de-Marenne, Landes), 215.

T

- Tafassasset moyen*. BLAISE J., 184.
Tafilalt. HOLLARD H. et WILLEFERT S., 43.
Talence. DUCASSE O. et VIGNEAUX M., 109.
Tassili N'Ajjer. DUBOIS P., 205.
Tassili Oua-n-Ahagggar. LESSARD L., 501.
 TAUGOURDEAU Ph. Voir JEKHOWSKY B. DE, 104.
 TCHERNICHEVA N. E. et NOVOJILOV. N. Prés. d'ouvr., 238.
Tectites (gisement sous-marin). SAURIN E. et MILLIÈS-LACROIX A., 128.
Tectonique. AUBOUIN J., 629. — CAILLEUX A., 252. — **antécambrienne**. AUBOUIN J., 629. — **calédonienne**. AUBOUIN J., 629. — **hercynienne**. AUBOUIN J., 629. — *Afghanistan*. MENNESSIER G., 40. — *Afrique du Nord*. AUBOUIN J., 629. — DURAND DELGA M., 45. — MATTAUER M., 32. — FLANDRIN J., 105. — *Algérie*. DELEAU P., 121. — DUROZOY G., 210. — *Alleghanys*. AUBOUIN J., 629. — *Aquitaine*. KLINGEBIEL A., 111. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 13. — *Alpes*. AUBOUIN J., 629. — BLOCH J.-P., 63. — BORDET P., 44. — DONDEY D., 30. — GUILLAUME A., 270. — LORENZ Cl., 50. — *Bresse*. LEFAYRAIS-RAYMOND A., 82. — *Bassin parisien*. LAFFAILLE J., 248. — *Corbières*. CASTÉRAS M. et VIALARD P., 230. — *Cordillères bétiques*. BOULIN J., 291. — CHAUVÉ P., 271. — DIDON J., 284. — FOUCAULT A., 599. — PAQUET J., 74. — *Dinarides*. AUBOUIN J., 629. — *Espagne*. AUBOUIN J., 629. — MOULIN M., 216. — SITTER L. U. DE, 253. — *Himalaya*. BORDET P., 259. — *Indonésie*. AUBOUIN J., 629. — *Italie méridionale*. AFCHAIN Cl., 287. — BOUSQUET Cl., 370, 603. — CAIRE A., 233, 545. — DUÉE G., 568. — GLANGEAUD L., GRANDJACQUET Cl., BOUSQUET J.-Cl. et AFCHAIN Cl., 619. — GRANDJACQUET Cl., 113, 115, 610. — TRUILLET R., 559. — *Jura*. CAIRE A., 255. — THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P., 72. — WEBER Chr., 93. — *Maroc*. COLAS DES FRANCS E., DEVRIÈS A. et du DRESNAY R., 171. — GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R., 136. — HOLLARD H., 41. — KORNPROBST J., 133. — LEIKINE M., 135. — *Massif armoricain*. AUBOUIN J., 629. — GRAINDOR M.-J., 54. — MATHIEU G., 11.

U-V-W-Y-Z

- *Massif central*. AUBOUIN J., 629. — COLLOMB P., 204.
 — *Morvan*. CARRAT H. C., 278.
 — *Poitou*. CARIOU E., 26.
 — *Provence*. CASTOR E., MENNESSIER H. et MENNESSIER G., 525. — CORROY G. et TOURAINE F., 77.
 — *Pyrénées*. DAMESTOY G., 86. — OLIVE Ph., 118. — SITTER L. U. DE, 224.
 — *Sahara*. BLAISE J., 184. — BOISSONNAS J. et GRAVELLE M., 152. — BONNET A. et DUBOIS P., 194. — BOUVET M. et REBOUL Cl., 156, 159, 171. — DESTOMBES J.-P. et SPINDLER J.-P., 186. — DOURTHE P. et SERRA O., 127. — LELUBRE M., 133. — REBOUL Cl., 162.
 — *Scandinavie*. AUBOUIN J., 629.
 TEMPIER Cl. Voir DURAND J.-P., 122.
 TERCIER J. Nécrologie, 209.
Tertiaire. LEFAVRAIS-RAYMOND A., 82. — MATHIEU G., 31. — SIGNEUX J., 417.
Tetto Chero (Série de). GUILLAUME A., 270.
Tetuan. GRIFFON J.-Cl. et MOUTERDE R., 136. — LEIKINE M., 135.
 THALER L. Voir MATTAUER M., 7.
Thanétien. SEGONZAC G., 437.
 — **marin**. PLAZIAT J.-Cl., 196.
 THENIUS E. et HOFER H. Prés. d'ouv., 115.
 THÉOBALD N. Voir BLAISON J., 250.
 THÉOBALD N. et JACQUIN M. Présence de Crétacé à Mournans (Jura), 199.
Thézan. FREYET P., 283.
 THIÉBAUT J. Voir DEBEAUX M., 256, 529.
 THIÉBAUT J., BULLE J. et MORRE N. Le gîte de fluorine de Rupt-sur-Moselle, dans les Vosges méridionales, 225.
 THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P. Données nouvelles sur la constitution, l'origine et la minéralisation de l'« eurite » de la Serre (Jura), 72.
Thiérache. POMEROL Ch., 286.
 THOMEL G. Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes), 34, 3. — Sur la présence du genre *Schloenbachia* dans le Vraconien supérieur de Saint-Laurent-de-l'Escarène (Alpes-Maritimes), 37. — *Dichotomites late-umbilicatum nov. sp.*, Ammonite de l'Hauterivien des Alpes-Maritimes, 160. — *Lyticoceras corroyi nov. sp.*, Ammonite de l'Hauterivien niçois, 219, 468.
Thônes (synclinal de). DONDÉY D., 30.
Tihouarène (Granite du). BOISSONNAS J. et GRAVELLE M., 152.
Ting'aouine. BOUVET M. et REBOUL Cl., 156, 159.
Tindouf. FABRE J., 9.
Tisselliline (massif granitique). BOUVET M. et REBOUL Cl., 171. — GROlier J., 174.
Toarcien inférieur. BAUDRIMONT A.-F. et BEAUVAIS M., 271.
Toulouse. ASTRE G., 90.
 TOURAINE F. Les œufs d'Oiseaux éocènes et la stratigraphie du Cengle (Bouches-du-Rhône), 90. — Voir CORROY G., 161, 77. — Nouveau gisement d'œufs de Dinosaures à Roques-Hautes (Bouches-du-Rhône), 265.
 TOURENQ J. Obs. comm. D. BOULANGER et G. DEICHA, 180.
Trias. BOULIN J., 291.
 — **inférieur**. PERRIAUX J. et MÜLLER E.-M., 625.
 TRICART J. Aperçu sur le Quaternaire du Salvador (Amérique centrale), 59, 59.
Trilobites. MIROUSE R. et PILLET J., 474. — PILLET J., 457.
Tripolitaine. ARNOULD-SAGET S. et MAGNIER Ph., 283.
 TRUILLET R. Remarques stratigraphiques et tectoniques dans la région de Novara di Sicilia (Monts Péloritains, Sicile), 280, 559.
Turquie. ROMAN J., 518.
Tyrrhénien (Entyrrhénien). BONIFAY E., 29.
- URBAIN P. Obs. comm. P. BORDET, 261.
 Urt. POIGNANT A., 157.
Valanginien. LAFFAILLE J., 248.
 VAN CAMPO M. Prés. d'ouv., 206.
 Var (Dpt). CASTOR E., MENNESSIER H. et MENNESSIER G., 525. — CORNET C., 424. — FABRE-TAXY S., 223.
 VATIN-PÉRIGNON N. Caractères pétrographiques et pétrochimiques des roches éruptives grenues de la Font-des-Vaches (massif volcanique du Cantal), 103, 355.
 VEILLON M. Stratigraphie de l'Éocène inférieur dans le Sud du Bordelais, 268.
 VEILLON M. et VIGNEAUX M. La faille de Saint-Médard-en-Jalles : nouvel accident structural majeur du sous-sol bordelais, 13. — La limite de la transgression marine du Lutétien dans la zone nord-est du bassin nummulitique girondin, 94. — Les phases sédimentaires du Lutétien marin dans le Nord de l'Aquitaine occidentale, 129. — Interprétation stratigraphique nouvelle de l'Éocène du forage des Abatilles près d'Arcachon (Gironde), 159. — Le bassin nord-aquitain et la corrélation des stratigraphies nordiques et mésogéennes du Paléogène, 231 (err., 276).
 Vendée (Dpt). MATHIEU G., 11.
 VETTER P. Voir DOUBINGER J., 189.
 VIALARD P. Voir CASTERAS M., 230.
 VIALON P. Voir MICHARD A., 95, 345.
 VIÉ G. Sur l'existence d'un indice calaminaire dans la région de Jaxu (Basses-Pyrénées), 164. — Sur la source sulfo-bitumineuse de Saint-Boes (Basses-Pyrénées), 263.
 Vienne (Dpt). CARIOU E., 26, 38. — PATTE E., 262.
 Viet-Nam. FONTAINE H., 93. — SAURIN E. et MILLIÈS-LACROIX A., 128.
 VIGNEAUX M. Voir CARALP M., 140. — Voir DUCASSE O., 28, 109. — Voir VEILLON M., 13, 94, 129, 159, 231 (err., 276).
 Villefranche (Granite de). COLLOMB P., 204.
 Virac (Écaille de). PAQUET J., 106.
Vindobonien. CORNET C., 424.
 VIRET J. Notice nécrologique de L. DONCIEUX, 157, 325. — Prés. d'ouv., 235. — Voir MEIN P., 289.
 VIRET J. et BATTETTA J. Prés. d'ouv., 235.
 Viséen. FABRE J., 9. — HUVELIN F., 290.
Volcanisme. AFCHAIN Cl., 287. — AUBOUIN J., 629. — BOUSQUET J.-Cl., 370, 603. — MERCIER J., 281. — MICHARD P. et VIALON P., 345. — MICHEL R. et NICOLAS A., 227. — MORRE N., 267. — THIÉBAUT J. et JACQUIN J.-P., 72. — TRICART J., 59. — VATIN-PÉRIGNON N., 355.
 Vosges (Dpt). NICOLAS A., 397. — THIÉBAUT J., BULLE J. et MORRE N., 225.
Vraconien supérieur. THOMEL G., 37.
 WEBER Chr. Étude géologique de la zone forestière de la Joux, au NE de Champagnole (Jura), 106, 93.
 WEPPE M. Voir DEBEAUX M., 286, 529.
Westphalien. CARRAT H. G., 278. — COLLOMB P., 204. — DELEAU P., 78.
 WEYL R. Prés. d'ouv., 35.
 WEZEL F. C. Voir PAREA G. Cl., 142, 379.
 WILLEPERT S. Voir HOLLARD H., 42.
 WILM C. Voir KETCHIAN S., 115.
 WOLBURG J. Voir LOTZE F., 294.
 WURM A. Prés. d'ouv., 236.
 YAPAUDJIAN L. A propos du « Permo-Trias » du sondage « de Longwy », 125 (err., 207).
 Yonne (Dpt). CARRAT H. G., 278.
 Yprésien. MASSIEUX M., 40. — SZÖTS E., 24.
 Zella (région de). ARNOULD-SAGET S. et MAGNIER Ph., 283.
 Zelten (Faune de). ARAMBOURG C., 107.
 Zemmour. DROT J., 257
 Zinc. VIÉ G., 164.

Table des espèces.

Les noms des FAMILLES sont en petites capitales romaines, ceux des genres, espèces et variétés en italique. Les fossiles sont mentionnés à leur nom de genre et à leur nom d'espèce ou éventuellement de variété. Les renvois aux pages du *Bulletin* sont en chiffres gras, aux pages du *C. R. sommaire* en caractères ordinaires. Les numéros des planches hors texte sont en chiffres romains ordinaires (I), ceux des planches dans le texte précédés de l'abréviation t.-pl. (les numéros des fig. des planches entre parenthèses); les numéros des figures dans le texte sont en chiffres arabes, précédés de l'abréviation fig. (fig. 1).

- abrardi* LE CALVEZ (*Amphistegina*). 247, 1 fig.
acuminatus (DE TROMELIN em. RENAUD) [*Burmeisteria* (*Digonus*)]. 459, t.-pl. (5).
adrarsis LE MAÎTRE var. *concava* nov. var. [*Spirifer* (*Spinocyrtia*)]. 455-456, XIII b.
 AEPYORNITHIDÉ. 109.
Afrocyon burolleti nov. gen. nov. sp. 108, fig. a.
aiense SOCHKINA (*Heliophyllum*). 293-294, t.-pl. I (1).
album PFENDER (*Pseudolithothammium*). 445-446.
almerai (DE ANGELIS) (*Madracis*). 266-267, IV a (3).
Alveolitella sp. 315-316, fig. 1.
Alveolitella fecunda (SALÉE) in LECOMPTE. 315.
Alveolites saléei LECOMPTE. 314.
Alveolites suborbicularis LAMARCK. 314.
Alveolites cf. *suborbicularis* LAMARCK. 314.
Amphihelia cf. *oculata* (LINNÉ). 267.
Amphistegina abrardi LE CALVEZ. 247, 1 fig.
Anabacia ilderensis nov. sp. 272-273, IV b (1 a, b).
anaglyphia (KAYSER) (*Parastrophonella*). 257-258, III (1 a, c, d, 2, 4).
Angulaticeras angustisulcatum (GEYER). 322, X (8).
Angulaticeras cf. *coquandi* (DE STEFANI). 322, X (11).
aff. angusticeps GIEBEL (*Phacops*). 476, XVI (4).
angustisulcatum (GEYER) (*Angulaticeras*). 322, X (8).
Anomopora nov. gen. *ramosa* nov. sp. 169-171, fig. a-d.
Anthractus. 218.
antophyllites MILNE-EDWARDS et J. HAIME (*Coenocyathus*). 267-268.
Archeolithothammium sp. 1. 438, t.-pl. (1).
Archeolithothammium sp. 2. 438, t.-pl. (2).
Archeolithothammium sp. 3. 438, t.-pl. (3).
Archeolithothammium aschersoni (SCHWAGER). 437.
Archeolithothammium liberum LEMOINE. 438.
Archeolithothammium lugeoni PFENDER. 437-438.
armoricanus nov. sp. [*Burmeisteria* (*Digonus*)]. 457-458, XIV, t.-pl. (1, 1 a).
ascendens (SPRIESTERBACH) var. *zemmourensis* nov. var. (*Spirocyrtia*). 261-262, III (6 a-c, 7 à 9).
aschersoni (SCHWAGER) (*Archeolithothammium*). 437.
Astropyge punctata (STEININGER). 477, XVI (5).
asvapatii PIA (*Parochaetetes*). 445.
atascaderum JOHNSON et TAFUR (*Mesophyllum*). 439-440, t.-pl. (6).
Atopochara multivolvus PECK. 202-204, fig. 2 a, b.
barrandei (ROUAULT, em. PÉNEAU) [*Burmeisteria* (*Digonus*)]. 459-460, t.-pl. (8).
Bathonella. 81-82.
bichuti nov. sp. (*Zapteryx*). 417-419, VI (1).
biserialis (DIETRICH) (*Distichoplax*). 445.
biveri MATHERON (*Unio*). 283, 1 fig.
cf. boloniensis (GOSSELET) (*Thamnopora*). 317.
bouchardi (M.-E. et H.) (*Pachyphyllum*). 307, IX (1, 2).
Bouhamidoceras zizense nov. gen. nov. sp. 320-321, X (1 à 4).
breviseptarum (FRECH) (*Disphyllum caespitosum*). 296-297, t.-pl. I (6 à 8).
cf. brissoides (AGASSIZ) (*Macropneustes*). 521-522.
Burmeisteria (*Digonus*) *acuminatus* (DE TROMELIN, em. RENAUD). 459, t.-pl. (5).
Burmeisteria (*Digonus*) *armoricanus* nov. sp. 457-458, XIV, t.-pl. (1, 1 a).
Burmeisteria (*Digonus*) *barrandei* (ROUAULT, em. PÉNEAU). 459-460, t.-pl. (8).
Burmeisteria (*Digonus*) *gahardensis* (DE TROM. et LEB.). 459, t.-pl. (2).
Burmeisteria (*Digonus*) *intermedius* (VIÉTOR). 459, t.-pl. (3 et 3 a).
burolleti nov. sp. (*Afrocyon* nov. gen.). 108, fig. a.
caespitosum (GOLDFUSS) (*Disphyllum*). 294-296, t.-pl. I (2 à 5).
Caespitosum brevisseptarum (FRECH) (*Disphyllum*). 296-297, t.-pl. I (6 à 8).
cantabricum LEMOINE (*Lithothammium*). 442.
Caryophyllia charrieri nov. sp. 267, IV a (4).
charrieri nov. sp. (*Caryophyllia*). 267, IV a (4).
chenouensis nov. sp. (*Pachyphyllum*). 303-308, IX (3, 4), fig. 1 et 2.
Chonetes coronatus (CONRAD) var. *zemmourensis* nov. var. 253-259, III (5 c, d).
clariondi DELÉPINE (*Eoparalegoceras*). 78.
camarasae (PFENDER) (*Mesophyllum*). 439.
Coenocyathus antophyllites MILNE-EDWARDS et J. HAIME. 267-268.
var. concava nov. var. [*Spirifer* (*Spinocyrtia*) *adrarsis* LE MAÎTRE]. 455-456, XIII b.
Conoclypeus pinguis DUNCAN et SLADEN. 520, XIX (3).
cf. coquandi (DE STEFANI) (*Angulaticeras*). 322, X (12).
Corallina sp. 1, 2, 3. 444.
cornigera LAMARCK (*Dendrophyllia*). 268, IV a (2).
coronatus (CONRAD) var. *zemmourensis* nov. var. (*Chonetes*). 258-259, III (5 c, d).
corroyi nov. sp. (*Lyticoceras*). 463-473, XV, fig. 2.
Crassialveolites cf. *domrachevi* (SOKOLOV). 315.
cf. crassoseptatum (YOH) (*Mansuyphyllum*). 298-299.
Cymatiosphaera. 218.

- Dendrophyllia cornigera* (LAMARCK). 268, IV a (2).
Dendrophyllia oroseiensis nov. sp. 268-269, IV a (1), fig. 1.
densum LEMOINE (*Lithophyllum*). 443, t.-pl. (10).
aff. devonicum SOCHKINA (*Temnophyllum*). 300, t.-pl. II (3, 4).
cf. digonus (D'ARCHIAC) (*Ditremaster*). 520-521, XIX (4).
dilatatus AGASSIZ (*Echinolampas*). 518-519, XIX (1).
Discamphiceras ? *cf. portisi* (CANAVARI). 322, X (5).
Disphyllum sp. 297-298, t.-pl. II (1 et 2).
Disphyllum caespitosum (GOLDFUSS). 294-296, t.-pl. I (2 à 5).
Disphyllum caespitosum breviseptatum (FRECH). 296-297, t.-pl. I (6 à 8).
Disphyllum rugosum (WEDEKIND). 297, t.-pl. I (9 à 11).
Distichoplax biserialis (DIETRICH). 446.
Ditremaster cf. digonus (D'ARCHIAC). 520-521, XIX (4).
cf. domrachevi (SOKOLOV) (*Crassialveolites*). 315.
cf. dubia (DE BLAINVILLE) (*Thamnopora*). 316.
dubium LEMOINE (*Lithophyllum*). 443, t.-pl. (9).
- Echinolampas dilatatus* AGASSIZ. 518-519, XIX (1).
Echinolampas cf. linareti COTTEAU. 519-520, XIX (2).
Eoparalegoceras clariondi DELÉPINE. 78.
- fecunda* (SALÉE) in LECOMPTE (*Alveolitella*). 315.
fecundus degener BARRANDE (*Phacops*). 475-476, XVI (1 à 3).
- gahardensis* (DE TROM. et LEB.) [*Burmeisteria* (*Digonus*)]. 459, t.-pl. (2).
Gemmellaroceras (*Leptonotoceras*) *cf. suessi* (HAUER). 322, X (6 a-b).
- hausmanni* (BRONGNIART) (*Odontochile*). 477, XVI (6 à 8).
Hecticoceras. 15.
Heliophyllum aiese SOCHKINA. 293-294, t.-pl. I (1).
hercynicus PERNER (*Monograptus*). 42-44, 1 fig., 201-205, fig. 3.
Hexagonaria marmini (MILNE-EDWARDS et HAIME). 299.
- ilerdensis* nov. sp. (*Anabacia*). 272-273, IV b (1 a, b).
Imhoffius lutetianus CHABANAUD. 487-491, XVII, fig. 1 à 3.
inflatum (LECOMPTE) (*Lithophyllum*). 317-318, fig. 2.
intermedius (VIËTOR) [*Burmeisteria* (*Digonus*)]. 459, t.-pl. (3 et 3 a).
intermedius MATSUMOTO (*Palaeomastodon*). 285-287, V, fig. 1.
- janeti* PRIEM (*Notogoneus*). 420-423, VI (2).
Jania sp., 444.
Jania nummulitica LEMOINE. 444-445.
- lemuroides* TEILHARD DE CHARDIN (*Paroxyclaenus*). 274-282, fig. 1 et 2.
Leptonotoceras cf. suessi (HAUER) (*Gemmellaroceras*). 322, X (6 a-b).
liberum LEMOINE (*Archeolithothammium*). 438.
Libycochoerus massai nov. gen. nov. sp. 108, fig. b.
cf. linareti COTTEAU (*Echinolampas*). 519-520, XIX (2).
Lithophyllum sp. 1 et 4. 443-444.
Lithophyllum sp. 2, 443, t.-pl. (11).
Lithophyllum sp. 3. 443-444, t.-pl. (12).
Lithophyllum densum LEMOINE. 443, t.-pl. (10).
Lithophyllum dubium LEMOINE. 443, t.-pl. (9).
Lithophyllum inflatum (LECOMPTE). 317-318, fig. 2.
Lithothammium sp. 1, 2, 3. 442.
Lithothammium sp. 4. 442-443, t.-pl. (7).
Lithothammium sp. 5. 443, t.-pl. (8).
Lithothammium cantabricum LEMOINE. 442.
- lutetianus* CHABANAUD (*Imhoffius*). 487-491, XVII, fig. 1 à 3.
Lutetiaster subglobosus (LAMARCK). 521, XIX (5).
Lutetiaster vilanovae (COTTEAU). 521, XIX (6).
Lyticoceras corroyi nov. sp. 468-473, XV, fig. 2.
- Macgeea multizona* (REED). 308-310, t.-pl. III (1 à 3).
Macropneustes cf. brissoides (AGASSIZ). 521-522.
Madracis almerai (DE ANGELIS). 266-267, IV a (3).
magnieri (*Prolibytherium*). 61-63, fig. a et b.
var. magnum nov. var. (*Nonion sol Lys et BOURDON*). 139-140, 2 fig.
Mansuiphyllum cf. crassoseptatum (YOH 1937). 298-299.
marmini (MILNE-EDWARDS et HAIME) (*Hexagonaria*). 299.
massai nov. sp. (*Libycochoerus* nov. gen.). 108, fig. b.
Meristella (?) *sougyi* nov. sp. 262-263, II (6 a, c).
Mesophyllum sp. 1. 439, t.-pl. (5).
Mesophyllum sp. 2, 3, 4. 440.
Mesophyllum atascaderum JOHNSON et TAFUR. 439-440, t.-pl. (6).
Mesophyllum camarasae (PFENDER). 439.
Mesophyllum pfenderae (LEMOINE). 438-439, t.-pl. (4).
Mesophyllum royo (MIRANDA) var. *tenuis* MIRANDA. 440-442.
Mesophyllum sierrae blancae (HOWE). 439.
Mesophyllum varians LEMOINE. 440.
Micrhystridium. 218.
cf. micropora LECOMPTE (*Thamnopora*). 316-317.
Monograptus hercynicus PERNER. 42-44, 1 fig.; 201-205, fig. 3.
multivolvis PECK (*Atopochara*). 202-204, fig. 2 a et b.
multizona (REED) (*Macgeea*). 308-310, t.-pl. III (1 à 3).
- Neocolumnaria* sp. 302-303, t.-pl. II (8 à 10).
Neostriophyllum sp. 310-311, t.-pl. III (6 à 9).
Nonion sol Lys et BOURDON var. *magnum* nov. var. 139-140, 2 fig.
Notogoneus janeti PRIEM. 420-423, VI (2).
Nummulites variolarius LAMARCK. 247-248.
nummulitica LEMOINE (*Jania*). 444-445.
- cf. oculata* (LINNÉ) (*Amphihelia*). 267.
Odontochile hausmanni (BRONGNIART). 477, XVI (6 à 8).
offreti KILIAN (*Ostrea*). 288-289, VII et VIII.
oroseiensis nov. sp. (*Dendrophyllia*). 268-269, IV a (1), fig. 1.
Ostrea offreti KILIAN. 288-289, VII et VIII.
- Pachyphyllum bouchardi* (M.-E. et H.). 307, IX (1, 2).
Pachyphyllum chenouensis nov. sp. 303-308, IX (3, 4), fig. 1 et 2.
Palaeomastodon intermedius MATSUMOTO. 285-287, V, fig. 1.
papilio (KRANTZ) var. *zemmourensis* nov. var. (*Straelenia*). 259-260, II (1 a-c, 2 a-c, 3 et 4).
Parachaeetes asvapatii PIA. 445.
Parastrophonella anaglypha (KAYSER). 257-258, III (1 a, c, d, 2, 4).
Paroxyclaenus lemuroides TEILHARD DE CHARDIN. 274-282, fig. 1 et 2.
pfenderae (LEMOINE) (*Mesophyllum*). 438-439, t.-pl. (4).
Phacops aff. angusticeps GIEBEL. 476, XVI (4).
Phacops fecundus degener BARRANDE. 475-476, XVI (1 à 3).
pinguis DUNCAN et SLADEN (*Conoclypeus*). 520, XIX (3).
planus (SANDBERGER) man. KOCH [*Trimerus* (*Dipleura*)]. 461, t.-pl. (4 et 4 a).
Polydryxium DEUNFF. 211-217.
POROCHAROIDEAE nov. subfam. 200-201.
cf. portisi (CANAVARI) (*Discamphiceras* ?). 322, X (5).

- Praechara* HORN AF RANTZIEN emend. 201.
Prolibytherium magnieri. 61-63, fig. a et b.
Pseudolithothammium album PFENDER. 445-446.
punctata (STEININGER) (*Asteropyge*). 477, XVI (5).
pygmaeus DEPÉRET (*Trilophodon*). 108-109.
- ramosa* nov. sp. (*Anomopora* nov. gen.). 169-171, fig. a à d.
Rensselandia sp. 263, II (5).
Rhinobatus sp. 419-420.
royoi (MIRANDA) var. *tenuis* MIRANDA (*Mesophyllum*). 440-442.
rugosum (WEDEKIND) (*Disphyllum*). 297, t.-pl. I (9 à 11).
- saléi* LECOMPTE (*Alveolites*). 314.
Schloenbachia. 37-38.
sierrae blancae (HOWE) (*Mesophyllum*). 439.
sol LYS et BOURDON var. *magnum* nov. var. (*Nonion*). 139-140, 2 fig.
sougyi nov. sp. [*Maristella* (?)]. 262-263, II (6 a, c).
(*Spinocyrtia*) *adrarsis* LE MAÎTRE var. *concava* nov. var. (*Spirifer*). 455-456, XIII b.
Spirifer (*Spinocyrtia*) *adrarsis* LE MAÎTRE var. *concava* nov. var. 455-456, XIII b.
Spirocyrtia ascendens (SPRIESTERBACH) var. *zemmourensis* nov. var. 261-262, III (6 a-c, 7 à 9).
Stomochara nov. gen. 200.
Straelenia papilio (KRANTZ) var. *zemmourensis* nov. var. 259-260, II (1 a-c, 2 a-c, 3 et 4).
Stringophyllum sp. 311, t.-pl. III (4 et 5).
subglobosus (LAMARCK) (*Lutetiaster*). 521, XIX (5).
suborbicularis LAMARCK (*Alveolites*). 314.
cf. *suborbicularis* LAMARCK (*Alveolites*). 314.
- cf. *suessi* (HAUER) [*Gemmellaroceras* (*Leptonotoceras*)]. 322, X (6 a-b).
- Temnophyllum* sp. 300-302, t.-pl. II (5 à 7).
Temnophyllum aff. *devonicum* SOCHKINA. 300, t.-pl. II, (3, 4).
var. *tenuis* MIRANDA [*Mesophyllum royoi* (MIRANDA)]. 440-442.
Thamnopora cf. *boloniensis* (GOSSELET). 317.
Thamnopora cf. *dubia* (DE BLAINVILLE). 316.
Thamnopora cf. *micropora* LECOMPTE. 316-317.
Trilophodon pygmaeus DEPÉRET. 108-109.
Trimerus (*Dipleura*) *planus* (SANDBERGER man. KOCH). 461, t.-pl. (4 et 4 a).
- Unio biveri* MATHERON. 283, 1 fig.
- varians* LEMOINE (*Mesophyllum*). 440.
variolaris LAMARCK (*Nummulites*). 247-248.
Velléricorne. 61-63, fig. a et b.
Veryhachium. 217-218.
vilanovae COTTEAU (*Lutetiaster*). 521, XIX (6).
- Zapteryx bichuti* nov. sp. 417-419, VI (1).
var. *zemmourensis* nov. var. [*Chonetes coronatus* (CONRAD)]. 258-259, III (5 c, d).
var. *zemmourensis* nov. var. [*Spirocyrtia ascendens* (SPRIESTERBACH)]. 261-262, III (6 a-c, 7 à 9).
var. *zemmourensis* nov. var. [*Straelenia papilio* (KRANTZ)]. 259-260, II (1 a-c, 2 a-c, 3 et 4).
zizense nov. sp. (*Bouhamidoceras* nov. gen.). 320-321, X (1 à 4).

Dates de publication des fascicules qui composent ce volume.

N° 1. Géologie générale ; p. 1-120, pl. I.	novembre 1961
N° 2. Afrique ; p. 121-256.	janvier 1962
N° 3. Paléontologie ; p. 257-328, pl. II-V ; VII-X.	mars 1962
N° 4. Pétrographie — Sédimentologie ; p. 329-416, pl. XI-XII.	mai 1962
N° 5. Géologie générale ; p. 417-544 ; pl. VI, XIII-XIX.	juillet 1962
N° 6. Géologie générale ; p. 545-628.	septembre 1962
N° 7. Géosynclinaux — Tables ; p. 629-727.	octobre 1962

ÉDITIONS
du
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, quai Anatole-France, Paris 7^e.

SOLferino 93-39 — C. P. Paris 9061-11.

(Extrait du catalogue général.)

Lexique stratigraphique international, publié sous l'égide du Congrès géologique international par les soins du Comité français de Stratigraphie.

Ensemble comprenant les volumes « Europe », « U. R. S. S. », « Asie », « Afrique », « Amérique latine » et Océanie »	580,00 NF
Vol. « Europe »	210,00 NF
Vol. « U. R. S. S. »	75,00 »
Vol. « Asie »	87,50 »
Vol. « Afrique »	52,50 »
Vol. « Amérique latine »	87,50 »
Vol. « Océanie »	105,00 »

Les fascicules complémentaires « Bornéo » et « Madagascar » ne figurent pas dans la souscription ; les fascicules de chaque volume se vendent séparément, liste et prix sur demande.

Viennent de paraître : Vol. IV (Afrique), fasc. I b-c, Algérie-Tunisie, 204 p., 2 cartes (français), 9,60 NF. — Vol. V (Amérique latine), fasc. 10, Guyane française et anglaise, 80 p., 3 cartes (anglais), 7 NF. — Vol. VI (Océanie), fasc. 5, Australie, G. Northern territory, 128 p., 3 cartes (anglais), 10,40 NF.

Structure géologique de l'U. R. S. S. : ouvrage collectif sous la direction de A. P. MARKOVSKY.

Vol. I : STRATIGRAPHIE.		Carte géologique en couleurs au 7 500 000 ^e en deux feuilles sous pochette qui accompagne le livre.	35,00 NF
Fasc. I. Généralités, géomorphologie.	3,00 NF		
— II. Précambrien	4,50 »	Vol. II : MAGMATISME.	
— III. Paléozoïque	13,00 »	Fasc. I. Précambrien	5,50 »
— IV. Mésozoïque	6,00 »	— II. Paléozoïque inférieur	5,30 »
— V. Cénozoïque	3,50 »	— III. Paléozoïque supérieur	10,00 »
— VI. Quaternaire	3,00 »	— IV. Mésozoïque et Cénozoïque	8,00 »
Carte géomorphologique de l'U. R. S. S. au 1 000 000 ^e	2,40 »	Vol. III : TECTONIQUE	42,00 »

Lexique pétrographique des charbons : publié sous l'égide du Comité international de pétrologie des charbons.

Édition 1957, rédigée en français, allemand ou anglais, chaque édition

BORDET P. — Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu, avec cartes. 80,00 »
sans cartes. 60,00 »

CHRISTOPHE MICHEL-LÉVY M^{me}. — Tableaux des minéraux des roches

12,00 »

BOURDIER F. — Le bassin du Rhône au Quaternaire ; Géologie et Préhistoire 2 vol. reliés, in-4^o coq

55,00 »

A paraître : Publications du Centre de recherches sahariennes, série Géologie : n° 1, PAREYN Cl., Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais (t. I : Stratigraphie et tectonique ; t. II : Paléontologie) ; n° 2, DEPIROUT, Étude des Gigantotrachés soluriens du Sahara central.

TABLE DES MATIÈRES

TOME III, N° 7

	Pages
J. Aubouin. — Propos sur les géosynclinaux (16 fig.).....	629
Observations et réponses.....	703
Table des matières et des auteurs.....	714
Table des espèces.....	725
Dates de publication des fascicules composant ce volume.....	727

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.